Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas – IAG – USP

**INTERAÇÃO TRÓPICOS-EXTRATRÓPICOS, RELAÇÕES COM O OCEANO
AUSTRAL E IMPACTOS NO GELO MARINHO ANTÁRTICO**

por

Fabio Ullmann F. de Lima

**Tese apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosférica da Universidade de São
Paulo para obtenção do título de
Doutor em Meteorologia.**

Área de Concentração: Meteorologia

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Leila M. Véspoli de Carvalho

**São Paulo
2012**

FABIO ULLMANN F. DE LIMA

INTERAÇÃO TRÓPICOS-EXTRATRÓPICOS, RELAÇÕES COM O OCEANO
AUSTRAL E IMPACTOS NO GELO MARINHO ANTÁRTICO

Versão corrigida (a versão original também se encontra no IAG/USP)

Tese apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São
Paulo para obtenção do título de Doutor
em Meteorologia.

Áreas de Concentração: Meteorologia/ Oceanografia Física

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Leila M. Véspoli de Carvalho

São Paulo
2012

Aos meus pais, João e Regina.

AGRADECIMENTOS

À Prof^a. Dr^a. Leila Maria Véspoli de Carvalho pela oportunidade, pela confiança, por todo seu conhecimento compartilhado, paciência, disponibilidade em ajudar sempre nas horas críticas e dedicação para com a minha pessoa. Agradeço também por todos os seus conselhos que certamente me fizeram uma pessoa melhor. Deixo aqui registrada toda a minha admiração por essa pessoa que só deseja ver o bem, o crescimento e o sucesso de todos que a cercam. Muito obrigado!

Aos meus pais pelo incentivo, apoio emocional, apoio financeiro e formação de caráter e ao meu irmão Felipe pelo convívio diário e por me “aguentar” nos momentos de estresse.

Aos meus familiares que sempre me apoiaram nos estudos em geral. Às minhas primas Crician, Vivian e Andressa que além de primas, são amigas.

Aos meus amigos Eduardo Hiroshi e Viviam Abegg que estão comigo sempre em todos os momentos, sejam eles bons ou maus.

Aos meus amigos Cassia Góis, Deborah Horna, Thiago Hartog, Gustavo Pereira, Maurício de Almeida, Paulo Berndt, Victor Daneli e Vinicius Ávila pela amizade sincera.

Aos meus amigos do laboratório *Grupo de Estudos em Multiescalas* (GEM) Camila Carpenedo, Flavio Natal, Nathalie Boiaski e Tatiane Martins. Sou muito grato pelo companherismo, colaboração mútua e agradáveis sessões de chimarrão. Agradeço também a amiga Ana Elizabethe da Silva pelas valiosas ajudas em programação durante o mestrado, que me foram muito úteis ao longo do doutorado.

Aos meus companheiros de trabalho da *University of California Santa Barbara* (UCSB) Candida Dewes e Rodrigo Bombardi. Ao Dr. Charles Jones por me auxiliar com os documentos que permitiu a minha ida aos Estados Unidos, pela supervisão na UCSB e por fornecer a série temporal com o índice da *MJO*. Thank you guys!

À Prof^a. Dr^a. Michele Simões Reboita pelo fornecimento do esquema de *tracking* de ciclones e pela disponibilidade em me ensinar a mexer com o programa.

Ao Prof. Dr. Ricardo de Camargo pela ajuda nas correções da versão final desta tese.

Aos funcionários do IAG, em especial ao Djalma, Lélis, Samuel e Sebastião.

À banca examinadora pela disponibilidade em avaliar esta tese.

Agradeço especialmente a Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP) que forneceu o auxílio necessário para o desenvolvimento do projeto de doutorado (processo 07/59757-2).

RESUMO

Trabalhos prévios mostram que a variabilidade do gelo marinho antártico em diversas escalas temporais está intimamente relacionada a mecanismos de teleconexões trópicos-extratrópicos. Com base nesta hipótese, este trabalho pretende estabelecer a resposta da passagem dos trens de ondas em latitudes médias, associados a fenômenos de escala intrasazonal (20-100 dias) como a Oscilação de Madden-Julian (*Madden-Julian Oscillation* ou *MJO*), nas camadas superiores do Oceano Austral (OA) e impactos no gelo marinho antártico. O período investigado neste estudo é 1989–2007, com ênfase no inverno e sobre o mar de Ross, localizado no setor Pacífico austral (região diretamente afetada pela passagem dos trens de ondas de latitudes médias). Composições com defasagens (*lag composites*) de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento do vento (zonal e meridional) mostram que correntes oceânicas são geradas em resposta a essa forçante atmosférica sobre o oceano no setor Pacífico austral. O transporte zonal e meridional de massa na camada de Ekman oceânica indica que divergência de massa nessa camada precede os eventos extremos intrasazonais de retração do gelo marinho em Ross (EIR). Em contraste, convergência precede períodos de eventos extremos intrasazonais de expansão do gelo marinho em Ross (EIE). A divergência (convergência) de massa na camada de Ekman associada com anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman resulta em ressurgência (subsidência) que precede a ocorrência de EIR (EIE). Alguns trabalhos mostram que águas intermediárias antárticas, que são relativamente mais quentes no inverno em relação às águas superficiais que estão próximas ao ponto de congelamento (ou congeladas), são dirigidas para a superfície do oceano pelo bombeamento de Ekman e ocasionam o derretimento do gelo marinho. Anomalias do transporte meridional de calor na camada de Ekman oceânica mostram que durante os EIR (EIE), calor é transportado para dentro (fora) do mar de Ross entre 15 e 8 dias (12 e 8 dias) precedentes aos EIR (EIE). Anomalias intrasazonais do fluxo de calor na interface ar-mar mostram que precedendo o dia de observação dos EIR (EIE) o fluxo de calor é direcionado da atmosfera para o oceano (do oceano para a atmosfera), sendo essa configuração associada a um ganho (perda) de calor no oceano superior em Ross. Em todas as composições, observa-se a mudança de fase das anomalias nos dias posteriores (*lags positivos*) ao dia dos EIR e são consistentes com a propagação do modo conhecido como *Pacific-South-American (PSA)*, identificado nesse trabalho por meio de anomalias intrasazonais da altura geopotencial em 200 hPa. Além disso, uma diferença notada em alguns casos nas *lag-composites* é que em períodos de *MJO* ativa, as anomalias parecem estar mais deslocadas para o sul do que em períodos de *MJO* inativa. Em períodos de *MJO* inativa foram observados 15 (13) eventos de EIR (EIE), enquanto que, em períodos de *MJO* ativa observou-se 25 (24) eventos de EIR (EIE). Observa-se ainda que há uma maior quantidade de ciclones quando a *MJO* está presente. Por exemplo, o número de ciclones com duração a partir de 12 horas para períodos sem *MJO* foi igual a 146 para os EIR e 130 para os EIE. Já o número de ciclones para períodos com *MJO* foi igual a 311 para os EIR e 278 para os EIE. Com isso, observa-se claramente o papel da *MJO* na circulação de latitudes média e possíveis associações com o gelo marinho, pois é sabido que a atividade ciclônica está relacionada à advecção de massas de ar sobre o gelo marinho, além da advecção do próprio gelo marinho. Para investigar em detalhes a interação oceano-atmosfera-gelo marinho foram examinados casos persistentes de EIR e EIE. Os casos mais persistentes de EIR (EIE) tiveram durações de 34 e 30 (26 e 25) dias, sendo esses os casos analisados. Mostra-se que as anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em baixos níveis (em 850 hPa) estão associadas a advecções quentes (frias) na proporção de aproximadamente 0,5 – 1 (0,1 – 1) m s⁻¹ em períodos precedentes aos EIR (EIE). No geral, anomalias em latitudes médias da circulação atmosférica ciclônicas (anti-ciclônicas) e divergência (convergência) das correntes oceânicas superficiais aparecem relacionadas à ressurgência (subsidência) da ordem de 0,1 – 0,3 m²s⁻¹ em algumas pântadas anteriores a pântada que corresponde ao início dos

supercasos de EIR (EIE). Os padrões mudam de fase com o tempo, o que sugere a propagação de um padrão de onda em escala intrasazonal. Estas anomalias mostram-se abrangendo dimensões espaciais que compreendem grande parte do setor Pacífico austral, incluindo o mar de Ross. Impactos associados a estas anomalias podem ser verificados diretamente no mar de Ross através das análises da concentração do gelo marinho em Ross. Anomalias intrasazonais negativas (positivas) da concentração do gelo marinho predominam sobre o campo do gelo marinho do mar de Ross nas primeiras pêntadas a partir daquela que indica o início dos casos persistentes de EIR (EIE). Durante os períodos de EIR, as anomalias intrasazonais negativas da concentração do gelo mostram-se da ordem de aproximadamente 5% a 10% no interior do mar de Ross e entre 15% a 30% nas bordas do gelo marinho de Ross. Já durante os períodos de EIE, as anomalias intrasazonais positivas da concentração do gelo marinho em Ross mostram-se da ordem de 10% a 30% nas bordas do gelo marinho do mar de Ross. Esse resultado mostra que a resposta do gelo marinho aos padrões atmosféricos e oceânicos em escala intrasazonal possui uma defasagem entre 5 e 1 pêntada(s). No geral, este trabalho cumpriu o objetivo de verificar as respostas do oceano às anomalias da circulação atmosférica e impactos associados no gelo marinho, em escala intrasazonal.

ABSTRACT

Previous works show that antarctic sea ice variability on several time-scales is close related to tropics-extratropics teleconnections mechanisms. Based on this hypothesis, this work intend to verify the responses in oceanic upper layers of Austral Ocean on intraseasonal time-scale (20-100 days) phenomenon and impacts on sea ice due to anomalous atmospheric circulation associated to the Madden-Julian Oscillation (MJO). The period analysed in this study is from 1989 to 2007, with emphasis on winter season and on Ross Sea (located at austral Pacific sector). Lag composites of zonal and meridional intraseasonal wind stress anomalies show that oceanic currents are generated as a response of these atmospheric forcings on austral Pacific sector. Zonal and meridional mass transport on oceanic Ekman layer, which are perpendicular and to the left of wind stress at Southern Hemisphere (SH), indicate that Ekman mass divergence precedes intraseasonal Ross sea ice extreme retraction (EIR). In contrast, convergence precedes the periods of extreme intraseasonal Ross sea ice expansion (EIE). Divergence (convergence) on oceanic Ekman layer associated to intraseasonal Ekman pumping anomalies results in upwelling (downwelling) which precedes the occurrence of EIR (EIE). Some works have already shown that intermediate antarctic waters, which are relatively warmer in the wintertime when compared to superficial waters that are next to the freezing point (or frozen), are headed to ocean surface due to Ekman pumping, generating sea ice melt. Intraseasonal anomalies of sea-air heat flux show that days before EIR (EIE) occurrences, the flux is headed from atmosphere to the ocean (from ocean to the atmosphere), which configuration is associated to the gain (loss) of heat at Ross upper ocean. In all composites, the change of anomalies phase on the days before EI occurrence (positive lags) is clearly noticed and is consistent to the propagations of the mode known as Pacific South American (PSA), revealed in intraseasonal anomalies of geopotential height at 200 hPa. Furthermore, in some cases (as in the case of Ekman pumping and Sverdrup transport) the anomalies seem to be displaced southward in active *MJO* periods than in inactive *MJO* periods. In inactive *MJO* periods were observed 15 (13) EIR (EIE) events, while in active *MJO* periods were observed 25 (24) EIR (EIE) events. Furthermore, the number of cyclones during EIR periods was bigger than during EIE periods. In addition, more cyclones were observed when *MJO* is active. For example, the number of cyclones with duration of 6 (12) hours without *MJO* was equal to 174 (146) during EIR events and 169 (130) during EIE events. However, the number of cyclones with active *MJO* was equal to 393 (311) in EIR events and 364 (278) in EIE events. In order to investigate in details the interaction between ocean-atmosphere-sea ice, it was examined persistent cases of EIR and EIE events. The cases more persistent of EIR (EIE) events had durations of 34 and 30 (26 and 25) days, which were the analysed cases. It was observed that intraseasonal anomalies of atmospheric circulation at lower levels (in 850 hPa) and intraseasonal anomalies of superficial ocean currents were associated to hot (cold) advection during periods before EIR (EIR) events. In general, the medium latitude cyclonic (anticyclonic) anomalies of atmospheric circulation and divergence (convergence) of superficial ocean currents seem to be linked to upwelling (downwelling) in some pentads before the pentad which is correspondent to the beginning of EIR (EIE) supercases. The patterns observed change their phases along the time, suggesting the propagation of extratropical intraseasonal wave train pattern. Negatives (positives) intraseasonal anomalies of sea ice concentration were observed above Ross Sea in the first pentads after the beginning of EIR (EIE) persistent cases. This result shows that sea ice response to atmospheric and to oceanic patterns on intraseasonal time-scales has a lag between 5 and 1 pentad(s). In general, this work contributed to better understand the oceanic responses due to anomalies in atmospheric circulation and related impacts on sea ice, on intraseasonal time-scale.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE ABREVIATURAS	xi
1. Introdução.....	1
1.1. O Oceano Austral	2
1.2. Área de estudo: o mar de Ross	3
1.3. O papel do gelo marinho no clima	4
1.4. Teleconexões atmosféricas entre os trópicos e a região do Oceano Austral.....	5
1.5. A Oscilação de Madden-Julian.....	6
1.6. O trem de ondas de latitudes médias	7
1.7. Relações entre os ciclones extratropicais e a variabilidade extrema intrasazonal do gelo marinho antártico	10
1.8. A Oscilação Antártica	10
2. Objetivo Geral	13
3. Dados Utilizados	15
4. Metodologias	17
4.1. Identificação da Oscilação de Madden-Julian (<i>MJO</i>)	17
4.2. Caracterização dos extremos intrasazonais da extensão do gelo marinho no mar de Ross	18
4.2.1. Análise espectral da extensão do gelo marinho no mar de Ross.....	18
4.2.2. Separação de escalas temporais da extensão do gelo marinho em Ross.....	22
4.2.3. Eventos extremos intrasazonais do gelo (EIG) no mar de Ross.....	24
4.3. Variabilidade interanual dos EIG e relações com a <i>MJO</i> e com o <i>El Niño/La Niña</i>	26
5. Padrões da circulação atmosférica e relações com os EIG.....	31
5.1. Variabilidade intrasazonal da circulação atmosférica e relações com os EIG	31
5.1.1. Padrão espacial de anomalias do geopotencial em 200 hPa no inverno com <i>MJO</i> inativa.....	31
5.1.2. Padrão espacial de anomalias do geopotencial em 200 hPa no inverno com <i>MJO</i> ativa.....	34
6. Interação oceano-atmosfera e relações com os EIG.....	37
6.1. Fluxos de momento sobre o Oceano Austral.....	37
6.1.1. Tensão de cisalhamento zonal do vento e relações com os EIG	38
6.1.1.1. Padrão espacial de anomalias da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento no inverno com <i>MJO</i> inativa	38

6.1.1.2. Padrão espacial de anomalias da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento no inverno com <i>MJO</i> ativa	39
6.1.2. Tensão de cisalhamento da componente meridional do vento e relações com os EIG	42
6.1.2.1. Padrão espacial de anomalias da tensão de cisalhamento da componente meridional do vento no inverno com <i>MJO</i> inativa	42
6.1.2.2. Padrão espacial de anomalias da tensão de cisalhamento da componente meridional do vento no inverno com <i>MJO</i> ativa	42
6.2. Transporte de massa na camada de Ekman e relações com os EIG	45
6.2.1. Transporte de massa zonal na camada de Ekman e relações com os EIG	47
6.2.1.1. Padrão espacial de anomalias do transporte zonal de Ekman no inverno com <i>MJO</i> inativa	47
6.2.1.2. Padrão espacial de anomalias do transporte zonal de Ekman no inverno com <i>MJO</i> ativa	48
6.2.2. Transporte de massa meridional na camada de Ekman e relações com os EIG	51
6.2.2.1. Padrão espacial de anomalias do transporte meridional de Ekman no inverno com <i>MJO</i> inativa	51
6.2.2.2. Padrão espacial de anomalias do transporte meridional de Ekman no inverno com <i>MJO</i> ativa	51
6.3. Bombeamento de Ekman e relações com os EIG	55
6.3.1. Padrão espacial de anomalias do bombeamento de Ekman no inverno com <i>MJO</i> inativa	55
6.3.2. Padrão espacial de anomalias do bombeamento de Ekman no inverno com <i>MJO</i> ativa	57
6.4. Transporte meridional de calor na camada de Ekman e relações com os EIG	61
6.4.1. Transporte de calor meridional na camada de Ekman e relações com os EIG	63
6.4.1.1. Padrão espacial de anomalias do transporte meridional de calor de Ekman no inverno com <i>MJO</i> inativa	63
6.4.1.2. Padrão espacial de anomalias do transporte meridional de calor de Ekman no inverno com <i>MJO</i> ativa	64
6.5. Balanço de calor na interface ar-mar e relações com os EIG	67
6.5.1. Padrão espacial de anomalias do calor na interface ar-mar no inverno com <i>MJO</i> inativa	68
6.5.2. Padrão espacial de anomalias do calor na interface ar-mar no inverno com <i>MJO</i> ativa	68
7. Propriedades dos ciclones no Mar de Ross e relações com os EIG e a <i>MJO</i>	71
7.1. Propriedades dos ciclones em períodos de <i>MJO0</i>	75
7.2. Propriedades dos ciclones em períodos de <i>MJO</i>	79
8. Estudo de caso em análises dos eventos EIR e EIE mais persistentes (supercasos)	86
8.1. Relação entre as anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em baixos níveis e o bombeamento de Ekman durante os supercasos de EIG que ocorreram antes de 1993	87

8.2. Relação entre as anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em baixos níveis e o bombeamento de Ekman durante os supercasos de EIG que ocorreram depois de 1993	91
8.3. Relação entre as anomalias intrasazonais do divergente das correntes superficiais e os supercasos mais persistentes dos EIG.....	96
8.4. Relação entre as anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho antártico e os supercasos mais persistentes dos EIG	100
9. Discussões gerais e conclusões	107
10. Referências bibliográficas	111
APÊNDICE A	119

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Composição média de 20 anos (1979 -1998) da concentração do gelo marinho antártico obtida a partir do satélite SSM/I, onde (a) mostra a composição média para outubro e (b) para fevereiro. Figura obtida de Turner e Pendlebury (2004).....5
- Figura 1.2:** Composições defasadas de anomalias da altura geopotencial (m) em 200 hPa ($H200$) durante períodos de eventos extremos positivos da extensão do gelo marinho antártico na escala intra-sazonal (20-90 dias) para os mares de Amundsen e Bellingshausen no inverno, 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 positivo observado. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -200 (200) com intervalo de 10 para $H200$. Áreas sobreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*, com número de graus de liberdade (ngl) igual a 68. Obtido de Lima e Carvalho (2008).....8
- Figura 1.3:** Como na figura 1.2, mas para o vento meridional (m/s) em 850 hPa ($V850$). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 5 (-5) com intervalo de 1 para $U200$ (ngl = 68).....9
- Figura 1.4:** Como na figura 1.2, mas para o vento zonal (m/s) em 200 hPa ($U200$).....9
- Figura 1.5:** Composição da densidade (número médio de sistemas por unidade de área), 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 (a) e vice-versa (b). Composições realizadas no período do inverno austral. Escala indica o número de sistemas por unidade de área.....10
- Figura 3.1:** Mapa representativo do continente antártico (60°S-90°S) em perspectiva esterográfica polar (obtido de Turner e Pendlebury, 2004). O mar de Ross está destacado em vermelho.....16
- Figura 4.1:** Composição de OLR com defasagens (*lags*), filtrado na escala intrasazonal (20-100 dias), entre 15°N e 15°S, identificando diferentes fases da propagação da convecção tropical relacionada a MJO . Anomalias em amarelo (vermelho) indicam valores positivos (negativos), isto é, supressão (intensificação) da convecção com valores começando em 2,5 (-2,5) com intervalo de 2,5 para OLR (Wm^{-2}). Áreas coloridas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*. Figura fornecida por Dr. Charles Jones (*Earth Research Institute*).....18
- Figura 4.2:** Densidade espectral média de inverno (linha azul) de anomalias totais da extensão do gelo marinho no mar de Ross para o período de 1989-2007. A linha vermelha representa o espectro de fundo (ruído vermelho) e a linha verde tracejada representa o intervalo de confiança de 95%.....22
- Figura 4.3:** Séries temporais de anomalias totais (linha azul) e intrasazonais (linha vermelha) no mar de Ross.....24
- Figura 4.4:** Diagrama de dispersão entre as anomalias totais e intrasazonais no mar de Ross. A equação da reta de regressão linear e o coeficiente de determinação estão indicados no diagrama.....24

Figura 4.5: Anomalias intrasazonais da extensão do gelo marinho no mar de Ross (em km^2) e representação dos quartis superior (reta vermelha) e inferior (reta azul clara) da série temporal da extensão intrasazonal do gelo marinho no mar de Ross. A linha preta representa o valor zero.....25

Figura 4.6: Variabilidade interanual da frequência dos eventos extremos intrasazonais de retração (barras em azul) e de expansão (barras em vermelho) da extensão do gelo marinho no mar de Ross para o inverno durante (a) períodos inativos e (b) ativos da *MJO*.....30

Figura 5.1: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da altura geopotencial (em metro geopotencial ou mgp) em 200 hPa (*H200*) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -200 (200) com intervalo de 10 mgp para *H200*. Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....33

Figura 5.2: *EOF2* da anomalia intrasazonal da altura geopotencial em 700 hPa durante o inverno austral, evidenciando o padrão do *PSAI* com os extremos intrasazonais de (a) retração e (b) expansão do gelo marinho no mar de Weddell (setor oceânico antártico do Atlântico). Figura obtida de Lima (2007). As fases dos trens de ondas não podem ser consideradas através das figuras, pois os coeficientes temporais das *EOFs* (índices do *PSA*) não foram analisados.....34

Figura 5.3: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da altura geopotencial (em metros geopotenciais ou mgp) em 200 hPa (*H200*) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -200 (200) com intervalo de 10 mgp para *H200*. Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....36

Figura 6.1: Média global da tensão de cisalhamento do vento τ em 10 metros de altura para período de 1989-2007. A unidade de τ é dada em Nm^{-2}38

Figura 6.2: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento em 10 metros de altura (τ) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico), associados à períodos sem a atividade da *MJO* aparente. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,08 (-0,08) com intervalo de 0,02 Nm^{-2} para τ . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....40

Figura 6.3: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento em 10 metros de altura (τ) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,08 (-0,08) com intervalo de 0,02 Nm^{-2} para τ . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....41

Figura 6.4: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento da componente meridional do vento em 10 metros de altura (τ) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos sem a atividade da *MJO* aparente. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,08 (-0,08) com intervalo de 0,02 Nm^{-2} para τ . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....43

Figura 6.5: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento da componente meridional do vento em 10 metros de altura (τ) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,08 (-0,08) com intervalo de 0,02 Nm^{-2} para τ . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....44

Figura 6.6: Esquema do comportamento idealizado das correntes no HN, na camada de Ekman oceânica. Obtido de *Open University* (2001).46

Figura 6.7: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da componente zonal do transporte de Ekman (U_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 1 (-1) com intervalo de 0,1 m^2s^{-1} para U_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....49

Figura 6.8: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da componente zonal do transporte de Ekman (U_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 1 (-1) com intervalo de 0,1 m^2s^{-1} para U_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t* de Student.....50

Figura 6.9: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da componente meridional do transporte de Ekman (V_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados a períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 3 (-3) com intervalo de 0,1 m^2s^{-1} para V_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....53

Figura 6.10: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da componente meridional do transporte de Ekman (V_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 3 (-3) com intervalo de 0,1 m^2s^{-1} para V_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....54

Figura 6.11: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman (w_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,1 (-0,1) com intervalo de $0,05 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ para w_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....58

Figura 6.12: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman (w_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,1 (-0,1) com intervalo de $0,05 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ para w_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....59

Figura 6.13: Representação dos vetores τ_{ISx} , τ_{ISy} , U_{IS} e V_{IS} e relações com a (a) ressurgência na camada de Ekman associada aos EIR e a (b) subsidência na camada de Ekman associada aos EIE.....61

Figura 6.14: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do transporte meridional de calor na camada de Ekman (EHF_y) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 10^{-5} (-10^{-5}) com intervalo de -10^{-4} PW para EHF_y . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....66

Figura 6.15: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do transporte meridional de calor na camada de Ekman (EHF_y) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 10^{-5} (-10^{-5}) com intervalo de -10^{-4} PW para EHF_y . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....67

Figura 6.16: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do fluxo de calor na interface ar-mar (Q) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associadas a períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 30 (-30) com intervalo de 10 Wm^{-2} para Q_{IS} . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....69

Figura 6.17: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do fluxo de calor na interface ar-mar (Q) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associadas a períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 30 (-30) com intervalo de 10 Wm^{-2} para Q_{IS} . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.....70

Figura 7.1: Mapa representativo do continente antártico em perspectiva esterográfica polar onde as linhas vermelhas representam as longitudes delimitadoras da região do mar de Ross (150° e 220°).....72

Figura 8.1: Persistência (em dias) dos eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross.....	87
Figura 8.2: Anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em 850 hPa (vetores) e anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman w_{IS} (em cores) para o período mais persistente dos eventos extremos intrasazonais de retração (EIR) do gelo marinho no mar de Ross. São apresentadas as figuras para (a) 2, e (b) 1 pântada(s) anteriores aos dias do EIR e (c) 1, (d) 2 e (e) 3 pântada(s) dentro do período que compreende a ocorrência dos EIR. A escala dos vetores é de 5:1 (5 milímetros equivale a 1ms^{-1}).....	89
Figura 8.3: Anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em 850 hPa (vetores) e anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman w_{IS} (em cores) para o segundo período mais persistente dos eventos extremos intrasazonais de expansão (EIE) do gelo marinho no mar de Ross. São apresentadas as figuras para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pântada(s) anteriores aos dias do EIE. A escala dos vetores é de 5:1 (5 mm equivale a 1m s^{-1}).....	91
Figura 8.4: Anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em 850 hPa (vetores) e anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman w_{IS} (em cores) para o segundo período mais persistente dos eventos extremos intrasazonais de retração (EIR) do gelo marinho no mar de Ross. São apresentadas as figuras para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pântada(s) anteriores aos dias do EIR. A escala dos vetores é de 5:1 (5 mm equivale a 1m s^{-1}).....	94
Figura 8.5: Anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em 850 hPa (vetores) e anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman w_{IS} (em cores) para o período mais persistente dos eventos extremos intrasazonais de expansão (EIE) do gelo marinho no mar de Ross. São apresentadas as figuras para (a) 4, (b) 3, (c) 2 e (d) 1 pântada(s) anteriores aos dias do EIE e (e) no dia dos EIE. A escala dos vetores é de 5:1 (5 mm equivale a 1m s^{-1}).....	96
Figura 8.6: Anomalias intrasazonais da circulação superficial oceânica (vetores) e do seu divergente (em cores) associadas aos supercasos de EIR para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pântada(s) anteriores ao supercaso de EIR. A escala dos vetores é de 5:1 (5 mm equivale a 1m s^{-1}).....	98
Figura 8.7: Anomalias intrasazonais da circulação superficial oceânica (vetores) e do seu divergente (em cores) associadas aos supercasos de EIE para (a) 4, (b) 3, (c) 2 e (d) 1 pântada(s) anteriores ao supercaso de EIE e (e) durante a primeira pântada dentro do supercaso de EIE, respectivamente. A escala dos vetores é de 5:1 (5 mm equivale a 1m s^{-1}).....	100
Figura 8.8: Anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho antártico associadas aos supercasos de EIR para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pântada(s) anteriores ao supercaso; (f) durante a primeira pântada associada ao início do supercaso e (g) 1, (h) 2, (i) 3, (j) 4 e (l) 5 pântada após o início do supercaso de EIR. A escala das anomalias é dada por um fator dividido por 100 (%).....	103
Figura 8.9: Anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho antártico associadas aos supercasos de EIE para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pântada(s) anteriores ao supercaso; (f) durante a primeira pântada associada ao início do supercaso e (g) 1, (h) 2, (i) 3, (j) 4 e (l) 5 pântada após o início do supercaso de EIE. A escala das anomalias é dada por um fator dividido por 100 (%).....	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Episódios de <i>El Niños</i> (em vermelho) e <i>La Niñas</i> (em azul) baseados no Índice do <i>Niño</i> 3.4 (TSM em °C em janelas de 3 meses da região compreendida entre 5°N - 5°S, 120° - 170°W) determinados por um limiar de + 0,4 °C (- 0,4 °C). Tabela obtida do <i>Climate Prediction Center - National Centers for Environmental Prediction - CPC/NCEP</i>	29
Tabela 7.1: Análise estatística da longitude inicial dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991), durante períodos de EIR e <i>MJO0</i>	76
Tabela 7.2: Análise estatística da longitude inicial dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991), durante períodos de EIE e <i>MJO0</i>	76
Tabela 7.3: Análise estatística da latitude máxima dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e <i>MJO0</i>	77
Tabela 7.4: Análise estatística da latitude máxima dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e <i>MJO0</i>	77
Tabela 7.5: Análise estatística da pressão inicial dos ciclones (em hPa) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e <i>MJO0</i>	78
Tabela 7.6: Análise estatística da pressão inicial dos ciclones (em hPa) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e <i>MJO0</i>	79
Tabela 7.7: Análise estatística da duração dos ciclones (em horas) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e <i>MJO0</i>	79
Tabela 7.8: Análise estatística da duração dos ciclones (em horas) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e <i>MJO0</i>	79
Tabela 7.9: Análise estatística da longitude inicial dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991), durante períodos de EIR e <i>MJO</i>	81
Tabela 7.10: Análise estatística da longitude inicial dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991), durante períodos de EIE e <i>MJ</i>	81
Tabela 7.11: Análise estatística da latitude máxima dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e <i>MJO</i>	82
Tabela 7.12: Análise estatística da latitude máxima dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e <i>MJO</i>	82
Tabela 7.13: Análise estatística da pressão inicial dos ciclones (em hPa) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e <i>MJO</i>	83

Tabela 7.14: Análise estatística da pressão inicial dos ciclones (em hPa) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e <i>MJO</i>	83
Tabela 7.15: Análise estatística da duração dos ciclones (em horas) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e <i>MJO</i>	83
Tabela 7.16: Análise estatística da duração dos ciclones (em horas) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e <i>MJO</i>	84

LISTA DE ABREVIATURAS

AAO *Antarctic Oscillation*

AO *Arctic Oscillation*

CCA Corrente Circumpolar Antártica

CEOF *Combined Empirical Orthogonal Function*

ENOS *El Niño* Oscilação Sul

EN *El Niño*

EOF *Empirical Orthogonal Function*

EOF1 *Empirical Orthogonal Function 1* (ou primeiro modo da *EOF*)

EOF2 *Empirical Orthogonal Function 2* (ou segundo modo da *EOF*)

EIR Extremos Intrasazonais de Retração

EIE Extremos Intrasazonais de Expansão

EIG Extremos Intrasazonais do Gelo

ECMWF *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

EHF_{IS} Anomalias intrasazonais do fluxo de calor meridional na camada de Ekman

FFT *Fast Fourier Transform*

HS Hemisfério Sul

HN Hemisfério Norte

H200 Altura geopotencial ao nível de 200 hPa

H200_{IS} Anomalias intrasazonais da altura geopotencial em 200 hPa

H700_{IS} Anomalias intrasazonais da altura geopotencial em 700 hPa

H850_{IS} Anomalias intrasazonais da altura geopotencial em 850 hPa

hPa héctoPascais

IHO *International Hydrographic Organization*

IOS Índice de Oscilação Sul

LN *La Niña*

MJO *Madden Julian Oscillation*

NCEP/NCAR *National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*

NSIDC *National Snow and Ice Data Center*

OSCAR *Ocean Surface Currents Analyses - Real Time*

OA Oceano Austral

OLR *Outgoing Longwave Radiation*

PSA1 *Pacific South American 1*

PSA2 *Pacific South American 2*

q25 Quartil inferior (ou percentil de 25%)

q75 Quartil Superior (ou percentil de 75%)

Q_{IS} Anomalias intrasazonais da troca de calor ar-mar

SKT *Skin Temperature*

SAM *Southern Annular Mode*

SMMR *Scanning Multichannel Microwave Radiometer*

SMM/I *Special Sensor Microwave/Imager*

TSM Temperatura da Superfície do Mar

U200 Vento zonal ao nível de 200 hPa

U850 Vento zonal ao nível de 850 hPa

U_{IS} Anomalias intrasazonais do transporte zonal de massa na camada de Ekman

V850 Vento meridional ao nível de 850 hPa

V_{IS} Anomalias intrasazonais do transporte meridional de massa na camada de Ekman

w_{IS} Anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman

ZCPS Zona de Convergência do Pacífico Sul

1. Introdução

A influência do gelo marinho antártico no clima global e na variabilidade climática do Hemisfério Sul (HS) vem sendo amplamente estudada, porém ainda não é completamente compreendida. Entretanto, muitos estudos mostram os impactos do gelo marinho na circulação atmosférica em médias latitudes. A maioria desses trabalhos relaciona a variabilidade da extensão do gelo marinho antártico à intensidade dos ventos de oeste (*e.g.*, Gordon e Taylor 1975; Streten e Pike 1980). Algumas simulações numéricas sugerem que drásticas alterações na extensão do gelo marinho antártico no inverno causariam impactos significantes no clima do HS. Mitchell e Hills (1986) observaram que ao remover todo o gelo marinho presente abaixo de 66°S há um aumento no fluxo de calor sensível na baixa atmosfera nessas regiões. Com o aquecimento confinado nas camadas atmosféricas mais baixas sobre Antártica, há uma redução de 2 m.s^{-1} do fluxo de oeste ao redor da nova margem do gelo marinho. Os autores observaram ainda que o aquecimento nas áreas onde o gelo marinho foi removido foi acompanhado por uma diminuição na pressão em superfície.

Para uma melhor compreensão da variabilidade climática do HS, deve-se levar em consideração o acoplamento oceano-atmosfera-gelo. Sabe-se que o gelo marinho tem papel importante na mudança da temperatura e da salinidade e, conseqüentemente, da densidade das águas subjacentes, o que ocasiona na formação de águas intermediárias e de fundo oceânico (Colling 2001). Alguns estudos também relacionam o papel dos oceanos na variabilidade do gelo marinho antártico, porém esse é um assunto que abrange diversas questões ainda não totalmente compreendidas. Gordon (1981), por exemplo, mostra que o calor oceânico armazenado abaixo da piconclina (região de rápida mudança na densidade) do Oceano Austral (OA) compreende 50% do calor necessário para o derretimento do gelo na primavera.

Estudos observacionais sobre a interação do gelo marinho com a atmosfera mostram que há uma forte retroalimentação (ou *feedback*) entre os dois sistemas (Walsh 1983; Wendler e Nagashima 1987), particularmente nas escalas de tempo mais rápidas (por exemplo, a escala intrasazonal). Lima e Carvalho (2008) mostram que anomalias intrasazonais da circulação atmosférica se relacionam com eventos extremos do gelo marinho conforme há a propagação de trens de ondas de latitudes médias. Além disso, fenômenos tropicais de escala intrasazonal são capazes de alterar a circulação global de grande escala (Carvalho *et al.* 2005), fato este que poderia gerar impactos no gelo marinho antártico.

Nesse contexto, este trabalho tem como objetivo verificar possíveis impactos na variabilidade do gelo marinho a partir da interação oceano-atmosfera em escala intrasazonal. O estudo proposto

pretende verificar a resposta do Oceano Austral à passagem dos trens de ondas de latitudes médias e possíveis impactos gerados na variabilidade intrasazonal extrema do gelo marinho no mar de Ross. Os resultados dessa pesquisa irão aumentar os conhecimentos dos processos de interação entre a atmosfera, o oceano e o gelo marinho antártico em escala intrasazonal, contribuindo assim para um melhor entendimento da dinâmica do Oceano Austral, impactos da atividade tropical intrasazonal nas médias e altas latitudes e para o aprimoramento de futuras simulações de modelagem climática global.

1.1. O Oceano Austral

O Oceano Austral (OA) é uma região diferenciada em vários aspectos, apresentando características peculiares devido ao seu isolamento. No ano de 2000, a *International Hydrographic Organization (IHO)* definiu o continente antártico como sendo o limite sul do OA, e a latitude de 60°S como sendo o seu limite norte. O critério utilizado pela *IHO* para a escolha de 60°S como o limite norte do OA foi à falta de interrupções continentais até essa latitude. Entretanto, se forem considerados os processos oceanográficos e meteorológicos que caracterizam a região circumpolar antártica, bem como a extensão máxima do gelo marinho no inverno, o limite norte do OA poderia ser considerado entre 55°S e 45°S.

Independentemente da latitude adotada como o limite norte do OA, a principal característica da região é sua extensão longitudinal que se apresenta como uma faixa zonalmente contínua, conectando as três grandes bacias oceânicas do globo: o Atlântico, o Pacífico e o Índico. A principal consequência da falta de barreiras continentais no OA é um fluxo de água contínuo ao redor de todo o globo, significando que a dinâmica da circulação oceânica do OA é mais aproximada à dinâmica da circulação atmosférica local do que à dinâmica da circulação de outras bacias oceânicas. Wunsch (1998) estimou que o OA recebe 70% do trabalho realizado pelos ventos sobre os oceanos. Campos de *reanalysis* do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)* indicam que os ventos mais potentes do mundo sopram de oeste para leste sobre o OA, entre 45°S e 55°S (Trenberth *et al.* 1990). Como consequência, tais ventos são responsáveis por gerar e direcionar a corrente oceânica mais intensa de todo o globo em termos de transporte de massa, a Corrente Circumpolar Antártica ou CCA (Tomczak e Godfrey 2003).

A CCA consiste em um fluxo geostrófico que circunda o continente antártico e se apresenta como o análogo mais próximo do sistema atmosférico de ventos zonais. A CCA é de fundamental importância no controle do clima do planeta, visto que a mesma é o principal meio pelo quais trocas de

calor e massa entre as três principais bacias oceânica ocorrem (Nowlin e Klinck 1986; White e Peterson 1996). Stommel (1957) sugeriu que o transporte de água resultante do estresse do vento na região da CCA seria dado pelo transporte de Sverdrup (Sv), ou seja, pelo transporte integrado de toda a coluna d'água. Segundo Rintoul e Sokolov (2001), o transporte de água ao sul da Austrália é de 147 Sv, enquanto que ao sul da África e da América do Sul é de 137 Sv (Cunningham *et al.* 2003). Tomczak e Godfrey (2003) mostram que a pequena variação na termoclina permanente (que é variação da temperatura com a profundidade) na região do OA induz a colunas d'água pouco estratificadas (colunas com pouca variação de densidade da água) quando comparadas aos oceanos tropicais ou de latitudes médias. Assim, a força devido ao gradiente de pressão é mais igualmente distribuída sobre a coluna d'água e como resultado, as correntes não se restringem somente às primeiras centenas de metros do oceano. Ainda de acordo com os autores, a CCA se estendendo até 4000 metros (m) de profundidade. Munk e Palmen (1951) sugeriram que devido à falta de barreiras continentais, a topografia do fundo oceânico deve ser importante no balanço dos intensos estresses do vento de oeste da região. Tomczak e Godfrey (2003) descrevem detalhadamente como a topografia do fundo oceânico atua na aceleração, freamento e desvios da CCA. Rintoul *et al.* (2001) mostram que vórtices estacionários, definidos pela interação entre a CCA e a topografia e entre a CCA e correntes oceânicas de norte, são responsáveis pelo transporte de calor para as regiões polares e transferência de *momentum* para regiões profundas. Kartsten *et al.* (2002) mostram que os vórtices gerados pela interação entre a circulação oceânica meridional e a CCA são responsáveis pelos transportes de massa para os mares circumpolares.

1.2. Área de estudo: o mar de Ross

O mar de Ross está localizado entre as latitudes de aproximadamente 70°S e 85°S, sobre a plataforma continental antártica entre o Cabo Colbeck (156°W) e o cabo Adare (170°E). Segundo Carmack (1990), as plataformas continentais ao redor da Antártica são estreitas, com exceção das plataformas sob o mar de Weddell e o mar de Ross que se apresentam amplas, com extensão média de 400 km. O mar de Ross possui ainda uma área aproximadamente triangular de 5.10^5 km^2 , profundidade média de 500 m e compreende o Giro de Ross, sendo este um giro ciclônico originado como resultado da interação entre a CCA e a plataforma continental antártica. O limite sul do mar de Ross compreende a plataforma de gelo do mar de Ross, sendo esta uma cobertura de gelo continental que avança sobre o mar, cuja área sobre o mar alcança quase metade da área da plataforma continental, possuindo cerca de 250 m de espessura em sua porção norte, sob a qual as águas de plataforma circulam livremente.

Assim, o mar de Ross constitui um local de grande importância para a circulação termohalina global, pois abaixo dessa plataforma de gelo se formam águas bastante frias e densas, que afundam até grandes profundidades. A topografia irregular é caracterizada pela alternância de elevados e depressões que, eventualmente, alcançam 1200 m de profundidade, como os canais de Drygalski e Joides. A quebra da plataforma possui orientação de NW-SE e é marcada pela isóbata de 700m, que liga o Cabo Colbeck ao Cabo Adare (Jacobs e Comiso, 1989).

1.3. O papel do gelo marinho no clima

Outro aspecto regional que torna o OA peculiar é que a localização da costa da Antártica (seu limite sul) muda dramaticamente de acordo com as estações do ano, pois o gelo marinho se estende por centenas de 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. Segundo o autor, cerca de 60% do oceano ao sul da Convergência Antártica encontra-se coberto por gelo no final do inverno, enquanto que somente 12% da mesma área fica coberta por gelo ao final do verão (Carmack 1990). Esta expansão anual cobre até 22 milhões de km² no inverno, retraindo para 1,8 - 3 milhões de km² no verão, resultando em uma forte mudança sazonal no balanço de calor da superfície oceânica do OA.

O gelo marinho tem um importante papel na variabilidade climática regional e global através de processos dinâmicos e termodinâmicos operando sobre uma hierarquia de escalas espaciais e temporais (Walsh, 1983). Dentre as características mais importantes do papel do gelo marinho no clima destaca-se a reflexão dos raios solares incidentes sobre o gelo. Portanto, o gelo funciona como um isolador eficiente que limita as trocas de *momentum*, calor e massa entre a atmosfera e o oceano adjacente (Parkinson, 2004). Além disso, a variabilidade sazonal da extensão do gelo marinho é capaz de intensificar os ventos de oeste de latitudes médias (Streten e Pike 1980). No oceano, a presença do gelo marinho tem o efeito de reduzir a temperatura superficial do mar (TSM), redirecionar as correntes marinhas de superfície e mudar a taxa de subsidência das águas de superfície nas latitudes antárticas. Como as anomalias de gelo marinho tendem a persistir por vários meses, elas têm o potencial de afetar fortemente a circulação atmosférica e oceânica (Lemke *et al.*, 1980).

A formação e o derretimento do gelo marinho em escalas sazonal e interanual têm um impacto significativo no processo de formação de massas de águas antárticas (densas), especialmente no mar de

Weddell e no mar de Ross. Nessas duas regiões, a variabilidade do gelo marinho nas escalas mencionadas influencia a estabilidade do oceano superior devido a mudanças de temperatura e, secundariamente, salinidade (Jacobs *et al.*, 1970; Comiso e Gordon 1998; Markus *et al.* 1998; Martinson e Iannuzzi, 1998).

Os mecanismos de formação das massas de água antárticas são fundamentais para a circulação termohalina global, incluído a ventilação abissal das bacias oceânicas (Tomczak e Godfrey 2003). A circulação termohalina consiste de uma corrente oceânica global com dois ramos: um superior, transportando calor dos trópicos para os pólos, e um inferior, gerado pelo afundamento das águas na região do Atlântico Norte e do OA após a devolução do calor armazenado para a atmosfera. Assim sendo, a variabilidade do gelo marinho das regiões oceânicas polares, incluído o OA, é fundamental para a circulação oceânica global, a redistribuição de calor e a manutenção do clima no planeta (Schmitz 1996). No contexto das mudanças globais, o OA também tem um importante papel no sistema climático. Estimativas presentes mostram que o OA é responsável por cerca de 30% do total global oceânico de CO₂ absorvido (Takahashi 2004).

Figura 1.1: Composição média de 20 anos (1979 -1998) da concentração do gelo marinho antártico obtida a partir do satélite SSM/I, onde (a) mostra a composição média para outubro e (b) para fevereiro. Figura obtida de Turner e Pendlebury (2004).

1.4. Teleconexões atmosféricas entre os trópicos e a região do Oceano Austral

Teleconexões atmosféricas são definidas como correlações estatisticamente significativas entre parâmetros meteorológicos em regiões remotas. Os principais mecanismos de teleconexões trópicos-extratrópicos-pólos estão relacionados a processos de convecção tropical, em diversas escalas temporais. Teleconexões atmosféricas ocorrem através de alterações da circulação atmosférica em

grande-escala, geralmente associada a aquecimentos anômalos da superfície do mar, gerando convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis. Hoskins e Karoly (1981) mostram por meio de uma investigação teórica que convecção profunda em regiões próximas ao equador gera ondas de Rossby através da vorticidade gerada por aquecimento diabático. As ondas de Rossby se propagam meridionalmente em direção aos extratropicos de ambos os hemisférios, influenciando os padrões climáticos nessas regiões. Fontes de calor tropicais em escala interanual são capazes de alterar as posições dos jatos atmosféricos de altos níveis, que atuam como guias de ondas de Rossby (Hoskins e Ambrizzi 1993), por contrações e expansões e por alterações das posições dos ramos ascendentes e descendentes das células de circulação de grande escala de Hadley, Ferrel, Polar e de Walker (Yuan e Martinson 2001). Em escala intrasazonal, fenômenos como a *MJO* também geram teleconexões atmosféricas por alteração na intensidade e na região preferencial dos jatos subtropical e polar (Carvalho *et al.* 2005).

Teleconexões entre a Antártica e os trópicos têm sido documentados em diversos trabalhos. Em escala interanual, aquecimentos ou resfriamentos anômalos das águas superficiais na região do Pacífico tropical, dados pelas diferentes fases do El Niño Oscilação Sul – ENOS, alteram as células de circulação atmosférica de grande escala, gerando impactos na variabilidade do gelo marinho antártico (Chiu 1983, Krishnamurti *et al.* 1986, Renwick 2002). Yuan e Martinson (2000) estabeleceram correlações entre índices do ENOS e a extensão do gelo marinho na Antártica e reportaram que aproximadamente 34% da variância da extensão do gelo marinho podem ser explicadas pelo ENOS. Em escala intrasazonal, Carvalho *et al.* (2005) mostram que a *MJO* geram anomalias na circulação de grande escala, como já dito anteriormente, que geram impactos nos extratropicos e poderiam influenciar a variabilidade intrasazonal do gelo marinho antártico.

1.5. A Oscilação de Madden-Julian

A Oscilação de Madden-Julian (em inglês *Madden-Julian Oscillation - MJO*) é um modo de variabilidade tropical de escala intrasazonal, consistindo em uma circulação atmosférica zonal de grande escala com centros convectivos que se propagam para o leste (Madden e Julian 1994; Jones e Carvalho 2006). A *MJO* auxilia na modulação da atividade de ciclones tropicais e furacões em várias partes tropicais do globo, bem como o regime de monções tropicais (Maloney e Hartmann 1999; Wheeler e McBride 2005; Bessafi e Wheeler 2006). Além disso, diversos estudos mostram que a *MJO* propicia mecanismos de teleconexão em escala intrasazonal, pois a atividade da mesma é associada à

precipitação e eventos extremos em muitas localidades no globo (Mo e Higgins 1998; Carvalho *et al.* 2004).

O acoplamento atmosfera-oceano em escala intrasazonal é de fundamental importância para o entendimento da variabilidade de ambos os sistemas nesta escala temporal. Além disso, é importante entender como o oceano responde às forçantes atmosféricas em escala intrasazonal, como as geradas pela *MJO*, para uma melhor compreensão do que é proposto neste trabalho. Kessler *et al.* (1995) mostraram que no Pacífico equatorial, ondas de Kelvin oceânicas de escala intrasazonal são forçadas na região do Pacífico oeste por anomalias superficiais do estresse do vento associadas a *MJO*, se propagando para leste com uma velocidade de $2,4 \text{ ms}^{-1}$ e com alta coerência zonal em uma região de ao menos 10000 km. Os autores mostram ainda que essas ondas de Kelvin equatoriais representam a principal componente da variabilidade da profundidade da termoclina na região centro-leste do Pacífico. Matthews *et al.* (2007) mostram que anomalias superficiais do estresse do vento devido a *MJO* forçam ondas de Kelvin no oceano com propagação para leste e que se estendem até uma profundidade de 1500 metros.

Na atmosfera, anomalias convectivas nos trópicos, gerados por eventos de *MJO*, podem gerar ondas de Rossby que se propagam para os extratrópicos, estabelecendo um mecanismo de teleconexão trópicos-extratrópicos (Zhang 2005). Carvalho *et al.* (2005) sugerem que a convecção (supressão da convecção) sobre grande parte da Indonésia e Pacífico central tropical pode ser responsável por um enfraquecimento (fortalecimento) do jato polar e uma intensificação (enfraquecimento) do jato subtropical. Carleton (2003) também explica detalhadamente como a *MJO* gera anomalias intrasazonais na circulação atmosférica, estabelecendo os padrões de teleconexão (descritos a seguir).

1.6. O trem de ondas de latitudes médias

O trem de ondas de latitudes médias é a resposta extratropical de atividades convectivas nos trópicos em escalas intrasazonal a interanual. Carleton (2003) sugere que anomalias longitudinais convectivas, evidenciadas no Pacífico tropical por análises da radiação de onda longa emergente (*Outgoing Longwave Radiation* ou *OLR*) durante um evento de *MJO*, estão relacionadas à divergência em altos níveis nesta região (convergência nos subtópicos), ocasionando em teleconexão ao Pacífico extratropical através de mudanças no padrão do *PSA* (Ghil e Mo 1991; Lau *et al.* 1994; Mo e Paegle 2001). O autor observa ainda o estabelecimento de padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos por variações fora de fase na magnitude do jato subtropical e do jato polar, alterações na frequência e locais

de preferência da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e variações na intensidade da baixa pressão do mar de Amundsen.

Lima (2007) e Lima e Carvalho (2008) relacionaram os padrões *PSA* intrasazonais e a variabilidade intrasazonal do gelo marinho no inverno (fig. 1.2). Na figura 1.2, o *PSA* é evidenciado por composições com defasagens de anomalias intrasazonais da altura geopotencial em 200 hPa (ou *geopotencial height* - *H200*). Os autores mostraram que anomalias da circulação atmosférica em baixos níveis relacionadas ao *PSA* (fig. 1.3), modulam eventos extremos (positivos e negativos) do gelo marinho nos Mares de Weddell e Amundsen/ Bellingshausen. Nas figuras 1.2, 1.3 e 1.4, pode-se observar a possível origem em latitudes mais baixas do *PSA*. Mais detalhes sobre a atuação do *PSA* sobre o gelo marinho poderá ser visto no capítulo 5 deste trabalho.

Figura 1.2: Composições defasadas de anomalias da altura geopotencial (m) em 200 hPa (*H200*) durante períodos de eventos extremos positivos da extensão do gelo marinho antártico na escala intrasazonal (20-90 dias) para os mares de Amundsen e Bellingshausen no inverno, 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 positivo observado. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -200 (200) com intervalo de 10 para *H200*. Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*, com número de graus de liberdade (ngl) igual a 68. Obtido de Lima e Carvalho (2008).

Figura 1.3: Como na figura 1.2, mas para o vento meridional (m/s) em 850 hPa (V_{850}). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 5 (-5) com intervalo de 1 para U_{200} (ngl = 68).

Figura 1.4: Como na figura 1.2, mas para o vento zonal (m/s) em 200 hPa (U_{200}).

1.7. Relações entre os ciclones extratropicais e a variabilidade extrema intrasazonal do gelo marinho antártico

Lima (2007) mostrou uma relação direta entre os extremos do gelo marinho no mar de Weddell e os ciclones. No inverno, a densidade média dos ciclones foi maior sobre o mar de Weddell em anos os quais eventos de EIR predominaram em Weddell (fig. 1.5a). Nos anos onde eventos de EIE predominaram (fig. 1.5b), a densidade de ciclones sobre Weddell é praticamente zero. Esses resultados concordam em parte com os resultados de Simmonds e Wu (1993) que, através de um modelo de circulação geral, verificaram um aumento no número dos ciclones em Weddell e Ross se fosse reduzido em 100% a concentração do gelo marinho local. Entretanto, Godfred-Spenning e Simmonds (1996) verificaram que a ciclogênese é maior em algumas regiões sobre o mar de Ross onde a extensão do gelo é maior.

Figura 1.5: Composição da densidade (número médio de sistemas por unidade de área), 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 (a) e vice-versa (b). Composições realizadas no período do inverno austral. Escala indica o número de sistemas por unidade de área.

1.8. A Oscilação Antártica

Um dos mais importantes modos de variabilidade nas médias e altas latitudes do HS é a Oscilação Antártica (em inglês *Antarctic Oscillation – AAO*), também conhecida como modo anular do Hemisfério Sul (em inglês *Southern Anular Mode – SAM*). A *AAO* foi originalmente identificada por Walker (1928) como uma oposição de pressão entre um cinturão de pressões que atravessa o Chile e a Argentina de um lado, e a área abrangendo o mar de Weddell e o mar de Bellingshausen do outro lado.

Posteriormente ao advento dos satélites, descreveu-se essa oscilação que ocorre entre latitudes médias e altas no HS como uma flutuação zonal de pressão e geopotencial.

Gong e Wang (1999) definiram um índice objetivo para a *AAO*, sendo a diferença da pressão zonal média entre 40°S e 65°S aplicadas às anomalias de pressão ao nível médio do mar. A *AAO* também pode ser caracterizada através da análise da *EOF* (componentes principais) na anomalia da altura geopotencial em 700 hPa e entre 20°S-90°S (Carvalho *et al.* 2005). A fase negativa (positiva) da primeira componente principal (ou índice da *AAO*) consiste em anomalias positivas (negativas) na altura geopotencial sobre a Antártica e próximo ao oceano austral em altas latitudes e anomalias negativas (positivas) da altura geopotencial ao norte de 50°S, o que implica em um aquecimento (resfriamento) da troposfera sobre a região antártica.

Thompson e Wallace (2000) caracterizaram a *AAO* como estruturas profundas e zonalmente simétricas (ou anulares) com perturbações do geopotencial de sinal oposto sobre os pólos e em um anel zonal com centro em aproximadamente 45°S. Esta oscilação possui ainda uma contraparte no Hemisfério Norte (HN) chamado de *Artic Oscillation (AO)*. Esses modos e suas respectivas estruturas zonalmente simétricas envolvem trocas de massa entre latitudes médias e altas.

Thompson e Wallace (2000) 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 (Hemisfério Norte – HN) a estação ativa é o final da primavera (meio do inverno), quando os modos anulares parecem modular a intensidade da circulação lagrangeana média na baixa estratosfera, o total da coluna de ozônio (concentração) e a altura da tropopausa sobre as latitudes médias e altas, bem como a intensidade dos ventos alíseos 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*. A tendência da *AAO* em décadas recentes para a fase positiva da oscilação (*e.g.*, Thompson *et al.* 2000) está associada ao aumento dos ventos de oeste em latitudes médias e às condições frias sobre a maior parte da Antártica, exceto sobre a península onde se torna mais quente devido à advecção de ar dos mares a oeste (Turner 2004).

Carvalho *et al.* (2005) mostraram relações importantes entre os trópicos e o principal modo atmosférico do HS, que é a *AAO*. Os autores sugerem que a convecção nos trópicos favorecida por um aquecimento anômalo na TSM do Pacífico central e leste 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*. Em escala intra-

sazonal, fenômenos como a *MJO* podem provocar efeito semelhante na circulação da alta troposfera, favorecendo a fase negativa da *AAO*. A fase positiva da *AAO* é favorecida por distúrbios intrasazonais quando a supressão da convecção é observada sobre grande parte da Indonésia e Pacífico central.

Liu *et al.* (2004) mostram que a relação da variabilidade do gelo marinho antártico e a *AAO* é uma consequência da combinação de fluxos superficiais (atmosféricos) anômalos de calor e a advecção do gelo. Durante altas polaridades do índice da *AAO*, uma forte circulação ciclônica anômala no sudeste do Pacífico gera fluxos de calor anômalos dirigidos para o equador (pólo) no mar de Ross e no mar de Amundsen (mares de Bellingshausen/Weddell), estimulando (limitando) o crescimento do gelo.

2. Objetivo Geral

O objetivo geral deste trabalho é investigar os processos de interação atmosfera-oceano-gelo em escala intrasazonal. Este trabalho foca no mar de Ross por sua importância na circulação oceânica global (formação de massas d'água) e por sua localização no setor Pacífico austral, sendo influenciado diretamente pela passagem dos trens de ondas de latitudes médias. Propõe-se investigar de forma detalhada como as forçantes remotas em escala intrasazonal (20-100 dias) alteram a circulação atmosférica nas médias e altas latitudes do HS e impactam as características oceânicas superficiais. O foco dessas análises é a ocorrência de eventos em que foram observadas anomalias extremas do gelo marinho antártico em escala intrasazonal, no período do inverno austral de 1989 – 2007 (19 invernos). Em particular, deseja-se responder as seguintes questões:

- I. Existem interações importantes entre atmosfera-oceano-gelo marinho em escala intrasazonal?
- II. Qual a dinâmica destas relações?
- III. Qual o papel relativo da *MJO* nestas interações?

Em outras palavras, este estudo pretende descrever em detalhe o papel que anomalias intrasazonais da circulação atmosférica, associadas à propagação de trens de ondas em latitudes médias, exercem sobre o OA e o gelo marinho. Além disso, investiga-se se essas relações estão relacionadas ou não com atividade da *MJO*. Especificamente, este trabalho tem os seguintes objetivos secundários:

IV. Determinar a relação entre a *MJO* e os trens de ondas de latitudes médias e ainda como essa covariabilidade modula a extensão do gelo marinho em Ross e os ciclones ao redor do continente antártico;

V. Investigar se diferentes fases do ENOS possuem ligação com os extremos intrasazonais da extensão do gelo marinho em diferentes fases da *MJO*;

VI. Descrever como a passagem do trem de ondas em latitudes médias altera a variabilidade intrasazonal extratropical dos fluxos de superfície de momento e consequentemente, o transporte de massa e fluxo de calor na camada de Ekman oceânica, o bombeamento de Ekman (ressurgência/subsidência) e ainda como todos esses fatores estão correlacionados com a variabilidade extrema intrasazonal do gelo marinho antártico;

VII. Estimar o balanço de calor radiativo sobre a superfície do OA em períodos ativos e inativos da *MJO* e relações com a variabilidade extrema do gelo marinho;

VIII. Analisar de modo quantitativo a relação entre a circulação atmosférica em baixos níveis, a variabilidade da dinâmica da camada de Ekman e anomalias das correntes oceânicas para casos específicos dos eventos intrasazonais extremos do gelo marinho antártico mais persistentes (estudo de caso). Deseja-se ainda quantificar os impactos dessas relações na concentração do gelo marinho.

3. Dados Utilizados

Neste estudo são utilizados dados de reanálises globais do *National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)* (Kalnay *et al.* 1996) de altura geopotencial ao nível de 200 hPa (H200- em mgp), onda longa emergente (OLR- Wm^{-2}), vento zonal em 850hPa (U850) e 200hPa (U200) (ms^{-1}), estresses zonal e meridional do vento em 10 m (τ_x e τ_y , respectivamente - Nm^{-2}), fluxos de calor sensível e latente em superfície (Wm^{-2}), fluxo de radiação de ondas curtas e longas em superfície (Wm^{-2}) e concentração do gelo marinho antártico (km^2). Para a estimativa da temperatura da superfície do mar (TSM) foi utilizada a aproximação da temperatura de pele ou *skin temperature* (SKT, K), conforme sugerido em Kalnay *et al.* (1996).

Originalmente, os dados de τ_x e τ_y em 10 m, do fluxo de calor sensível e latente e do fluxo de radiação de ondas curtas e longas se apresentavam em uma grade Gaussiana com resolução espacial de 1,9047 por 1,875 de longitude/latitude (192 pontos de longitude e 94 pontos de latitude). Posteriormente, com a finalidade de deixar todos os dados com a mesma resolução espacial, os dados citados foram interpolados para uma grade regular com resolução de 2,5° de longitude/latitude (144 pontos de longitude e 73 de latitude).

Dados da extensão do gelo marinho antártico (km^2) 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-11 e SSM/I F-13)*; Hollinger *et al.* 1990) também foram utilizados (Gloersen *et al.* 1992, Parkinson *et al.* 1999). Os dados do gelo marinho em questão foram obtidos para o mar de Ross, cuja localização pode ser vista na figura 3.1 (destacado em vermelho). Esses dados são disponibilizados pelo centro de monitoramento da criosfera terrestre *National Snow and Ice Data Center (NSIDC)*. Todos os dados citados até o momento foram analisados para o período 1989 - 2007, com resolução temporal diária.

Foram também examinadas médias de 5 dias (pêntadas) de correntes superficiais do projeto *Ocean Surface Currents Analyses - Real Time* ou *OSCAR* (<http://www.oscar.noaa.gov>) da *National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA*. A extensão espacial desses dados compreende as latitudes entre 30°S – 60°S e as longitudes entre 0° – 360° (resolução espacial de 1° x 1°); e a extensão temporal analisada compreende o período de 1993 – 2007. Além disso, foram utilizadas informações obtidas do *World Ocean Atlas/Database 2005* (<http://www.nodc.noaa.gov>) como valores climatológicos da densidade da água do mar e do calor específico e da temperatura média climatológica da água do mar entre 0 e 5500 metros (Johnson *et al.* 2005).

Figura 3.1: Mapa representativo (em inglês) do continente antártico (60°S-90°S) em perspectiva esterográfica polar (obtido de Turner e Pendelbury, 2004). O mar de Ross está destacado em vermelho.

4. Metodologias

4.1. Identificação da Oscilação de Madden-Julian (*MJO*)

A fase inicial desse trabalho foi a identificação dos períodos ativos e inativos da atividade intrasazonal tropical. Para identificar a *MJO* e suas respectivas fases, foi utilizado um índice multivariado descrito em Jones e Carvalho (2006) e fornecido pelo Dr. Charles Jones (*Earth Research Institute*). Este índice foi obtido pelo cálculo das Funções Ortogonais Empíricas Combinadas (conhecida na literatura especializada como *Combined Empirical Orthogonal Functions* - *CEOF*) das variáveis *U850* e *U200*. Detalhes sobre o cálculo de *EOFs* podem ser vistos em Björnsson e Venegas (1997) e no Apêndice A desse trabalho. Estes dados foram filtrados na escala intrasazonal (20-100 dias) através de um método de separação de escalas temporais do tipo passa-banda. O filtro aplicado nessa fase do trabalho é baseado na transformada rápida de Fourier ou *Fast Fourier Transform* - *FFT* (Helms 1967) e será descrito no item 4.2.2.

O índice da *MJO* é baseado nas metodologias de Wheeler e Hendon (2004) e Jones e Carvalho (2006) e está baseado na estrutura baroclínica da *MJO*. Segundo Jones e Carvalho (2006), o domínio espacial para uma melhor identificação de atividades tropicais relacionadas à *MJO* abrange 15°S–15°N e 30°E–150°W. Esse domínio integra a região do globo onde a *MJO* é mais ativa em determinadas épocas do ano e minimiza influências extratropicais nos cálculos das *EOFs* e *CEOFs*. Diferentes fases da *MJO* foram identificadas segundo as diferentes longitudes as quais se posicionavam as anomalias intrasazonais convectivas estabelecidas por composições de *OLR* filtrado, durante o ciclo de vida dos eventos de *MJO* (figura 4.1). As posições das anomalias (e as fases da *MJO*) foram definidas através de um diagrama de fase (tempo x longitude), assim como feito em Wheeler e Hendon (2004). Esta metodologia permitiu a identificação de 8 fases distintas durante a propagação de um evento de *MJO*. O coeficiente temporal das *CEOFs* das anomalias de *U850* e *U200* define o índice para a *MJO*, onde índices com valores zero caracterizam ausência da atividade da *MJO*. Fases ativas da *MJO* serão definidas nesse trabalho com a sigla *MJO*, enquanto que fases inativas com a sigla *MJO0*. As diferentes fases da *MJO* ativa serão definidas pelas siglas *MJO1*, *MJO2*, *MJO3*, *MJO4*, *MJO5*, *MJO6*, *MJO7* e *MJO8*.

Figura 4.1: Composição de *OLR* com defasagens (*lags*), filtrado na escala intrasazonal (20-100 dias), entre 15°N e 15°S, identificando diferentes fases da propagação da convecção tropical relacionada a *MJO*. Anomalias em amarelo (vermelho) indicam valores positivos (negativos), isto é, supressão (intensificação) da convecção com valores começando em 2,5 (-2,5) com intervalo de 2,5 para *OLR* (Wm^{-2}). Áreas coloridas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*. Figura fornecida por Dr. Charles Jones (*Earth Research Institute*).

4.2. Caracterização dos extremos intrasazonais da extensão do gelo marinho no mar de Ross

4.2.1. Análise espectral da extensão do gelo marinho no mar de Ross

A extensão do gelo marinho em Ross é caracterizada por um pronunciado ciclo anual. Além disso, tendências são observadas em algumas estações do ano. Zwally *et al.* (2002) encontraram tendências negativas ou perto de zero na área do gelo marinho antártico durante o inverno e a primavera (1979-98) em todos os setores oceânicos antárticos com exceção do mar de Ross, que apresentou tendências positivas em todas as estações do ano. As regiões que compreendem as bacias

oceânicas do mar de Weddell e do mar de Ross são consideradas regiões chaves na formação de águas intermediárias e de fundo oceânico (Jacobs *et al.* 1970; Comiso e Gordon 1998; Markus *et al.* 1998; Martinson e Iannuzzi 1998) e tendências de maiores extensões do gelo marinho em Ross poderiam afetar diretamente a variabilidade das circulações oceânicas globais. Sendo assim, esse trabalho foca no mar de Ross por sua importância na circulação oceânica global.

O objetivo da análise espectral discutida aqui é identificar as principais bandas de frequência da variabilidade da extensão do gelo marinho antártico em Ross que sejam diferentes do ciclo anual. Para este propósito, a tendência linear e o ciclo anual da série temporal diária da extensão do gelo marinho foram removidos, obtendo-se uma série de anomalias totais. Em seguida, foram separados os períodos de inverno (junho-julho-agosto) de cada ano dos dados, ou seja, 19 invernos entre 1989-2007. Primeiramente foi calculado um espectro para cada inverno e ao final, foi feita a média das densidades espectrais obtidas, gerando-se um espectro final médio de inverno. O primeiro passo para o cálculo das densidades espectrais consistiu na aplicação de uma função *taper* do tipo *split-cosine-bell* - $w(t)$ (eq. 4.1) em uma proporção p igual a 10% da série temporal (5% em cada extremidade) com o objetivo de evitar uma descontinuidade no final das mesmas (Bloomfield 1976). Uma descontinuidade na série poderia representar a adição de um cosseno que na realidade não existe. Em (4.1), $m = p (N/2)$, sendo $p = 10\%$, N é o tamanho da série que, neste caso, é 92 dias (inverno) e, portanto, $m \sim 5$.

$$\begin{cases} w(t) = 0,5\{1 - \cos[\pi(t - 0,5)/m]\} & 1 \leq t \leq m \\ w(t) = 1 & m + 1 \leq t \leq N - m \\ w(t) = 0,5\{1 - \cos[\pi(N - t + 0,5)/m]\} & N - m + 1 \leq t \leq N \end{cases} \quad (4.1)$$

Após o *taper*, preencheram-se as séries com zeros até chegar ao tamanho que corresponda a uma potência de base dois mais próxima, pois este procedimento reduz o tempo computacional para o cálculo da transformada de Fourier. Assim, para cada ano, as séries temporais de anomalias passaram de uma extensão de 92 (dias) para 128. Feito o procedimento, iniciou-se a transformada de Fourier onde foram obtidas as estimativas ‘brutas’ das amplitudes espectrais C_k^2 ($k = 1, n/2$). A obtenção das transformadas de Fourier discretas consiste do cálculo dos coeficientes A_k e B_k através das equações (4.2) e (4.3), respectivamente. Isso é feito para as $n/2$ funções harmônicas, sendo n o tamanho da série (preenchidas com zeros). Através desses coeficientes encontra-se a amplitude C_k (4.4). A maior frequência relativa à resolução dos dados é correspondente a uma oscilação da função cosseno executando um ciclo inteiro em apenas dois intervalos de dados igualmente espaçados no tempo,

equivalente a chamada frequência de Nyquist. Por outro lado, a menor frequência é dada por $n/2$ ciclos sobre o comprimento inteiro dos dados.

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \cos\left[\frac{2\pi kt}{n}\right] \quad (4.2)$$

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \sin\left[\frac{2\pi kt}{n}\right] \quad (4.3)$$

$$C_k = \sqrt{A_k^2 + B_k^2} \quad (4.4)$$

Cálculos redundantes de A_k e B_k obtidos através do cálculo das transformadas de Fourier discretas podem ser evitados com a transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform – FFT*). O cálculo da *FFT* nada mais é do que calcular seus coeficientes aproveitando a propriedade de ortogonalidade de senos e cossenos. Além disso, 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. A *FFT* é usualmente descrita em termos de notação exponencial complexa de Euler (4.5), onde i é um número imaginário ($i = \sqrt{-1}$) e $w = 2\pi k/n$, a frequência angular.

$$e^{iwt} = \cos(wt) + i \sin(wt) \quad (4.5)$$

Feitas as estimativas das amplitudes espectrais, realizou-se o alisamento das mesmas com o objetivo de eliminar o aspecto ruidoso do periodograma. Várias janelas espectrais são disponíveis como, por exemplo: Turkey, Parzen e Hamming. Um método bastante comum consiste em alisar o espectro com uma média móvel de comprimento L com igual peso para cada ponto (janela Daniell). Neste trabalho, utilizou-se a janela Daniell com $L = 3$. Este procedimento resulta na chamada densidade espectral.

Logo após o alisamento determinou-se um espectro de fundo, que é um espectro teórico que representa um processo físico e possui uma memória semelhante ao da série em análise. O espectro de fundo pode ser considerado como “ruído branco” quando todas as frequências têm a mesma importância, ou seja, um processo físico livre de persistência; caso contrário será um “ruído vermelho”. Assim, algumas considerações devem ser destacadas: se a autocorrelação (R) de defasagem 1 ($lag1$) $R1$

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, $R1$ difere de zero e as autocorrelações seguintes seguem uma aproximação exponencial $R2 \sim R1^2$, $R3 \sim R1^3$ e assim sucessivamente, então o espectro é considerado ruído vermelho. O coeficiente de auto-correlação com lag r_m pode ser obtido pela equação 4.6 (Chatfield, 1999). O espectro de fundo $\theta(f)$ é obtido como em (4.7), onde $\bar{s}$ é a média das amplitudes espectrais e f é a frequência. Em (4.7), o argumento do cosseno também pode ser escrito como $(k\pi/NF)$, sendo NF o número de frequências determinadas. Nestas condições, o espectro $\theta(f)$ passaria a ser $\theta(k)$.

$$r_m = \frac{\sum_{t=1}^{n-p} (X_t - \bar{X})(X_{t+p} - \bar{X})}{\sum_{t=1}^n (X_t - \bar{X})^2} \quad (4.6)$$

$$\theta(f) = \bar{s} \left(\frac{1 - R_1^2}{1 + R_1^2 - 2R_1 \cos(2\pi f)} \right) \quad (4.7)$$

Os graus de liberdade ν são obtidos como na equação 4.8, onde L é o tamanho da média móvel utilizada no alisamento das amplitudes espectrais ($L = 3$) e N é o número de espectros calculados para a composição do espectro médio de inverno ($N = 19$). É importante enfatizar que esta expressão tem esta forma para um *tapper* de 10%. Para outros *tappers*, a expressão de ν deve ser recalculada (Madden e Julian 1971). A partir de 4.8, foi encontrado um valor de ν de 99,522 (considerou-se $\nu \sim 100$).

$$\nu = 2 L 0,873 N \quad (4.8)$$

Finalmente, determina-se se as amplitudes espectrais calculadas diferem das amplitudes do espectro de fundo $\theta(f)$ por uma quantia estatisticamente significativa α , seguindo uma distribuição qui-quadrado (χ^2), onde α é o nível de significância. Neste trabalho, utilizou-se $\alpha = 0,5\%$ e assim obteve-se a curva de significância estatística μ (4.9), onde somente os picos espectrais acima desta curva são interpretados. A partir da tabela da distribuição qui-quadrado, encontrou-se um $\chi_{0,5}^2 = 124,342$.

$$\mu_\alpha = \frac{\chi_\alpha^2 \theta(f)}{\nu} \quad (4.9)$$

A figura 4.2 representa o espectro das anomalias totais da extensão do gelo marinho em Ross, para o período de 1989-2007. A densidade espectral média da figura 4.2 mostra picos espectrais, acima da curva de significância estatística de 95% entre 64 dias e 21,3 dias. Entretanto, o pico espectral em 64 dias não deve ser interpretado, pois como a série temporal de anomalias foi preenchida com zeros até um tamanho que corresponda a uma potência de base dois mais próxima para o cálculo da densidade espectral (tamanho da série de 92 dias para 128), este pico representa uma múltipla. Mesmo assim, observa-se que a extensão do gelo marinho no mar de Ross possui variabilidade dentro da escala intrasazonal (20-100 dias).

Figura 4.2: Densidade espectral média de inverno (linha azul) de anomalias totais da extensão do gelo marinho no mar de Ross para o período de 1989-2007. A linha vermelha representa o espectro de fundo (ruído vermelho) e a linha verde tracejada representa o intervalo de confiança de 95%.

4.2.2. Separação de escalas temporais da extensão do gelo marinho em Ross

Com a finalidade de investigar a variabilidade intrasazonal do gelo, a série temporal da extensão do gelo marinho em Ross foi filtrada através de um filtro de separação de escalas temporais. O método aplicado aqui é dado a partir do emprego da *FFT*, que separa uma banda de frequência de interesse através da atribuição de pesos. Neste caso, a *FFT* é dada por uma função retangular que atribui valor 1 para as frequências as quais se desejam separar e zero para as demais frequências.

O primeiro passo para o cálculo da *FFT* consiste na remoção da tendência linear das séries temporais através da reta de regressão, pois essa tendência pode ser entendida como uma oscilação de comprimento infinito já que cresce ou diminui indefinidamente (Mestas-Núñez e Enfield 1999). A série temporal sem a tendência será chamada aqui de $X(t)$. Assim, aplica-se a transformada de Fourier em $X(t)$, o que resulta em uma série $H(f)$ transformada para o domínio da frequência (eq. 4.10). A seguir, aplica-se a convolução (eq. 4.11) entre a resposta de frequência $R(w)$ (eq. 4.12), sendo $C'(w_k)$ e $C(w_k)$ as amplitudes das séries temporais filtradas e não filtradas, respectivamente (ambas em função da frequência w_k), e $H(f)$, de tal forma que $R(w)$ é construída de modo a reter as frequências desejadas, ou seja, entre 20–100 dias (filtro “passa-banda”). Esta operação resultou, portanto, em uma nova função $H'(f)$, cujas amplitudes correspondentes às frequências a serem retidas foram preservadas e as demais eliminadas ou atenuadas. Por fim, aplicou-se a transformada de Fourier inversa em $H'(f)$ (eq. 4.13) para voltar ao domínio de tempo.

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \exp(2\pi i f t) dt \quad (4.10)$$

$$G * H = \int_{-\infty}^{\infty} g(\tau) X(t - \tau) d\tau \quad (4.11)$$

$$R(w_k) = \frac{C'(w_k)}{C(w_k)} \quad (4.12)$$

$$X(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H'(f) \exp(-2\pi i f t) df \quad (4.13)$$

Após a execução do procedimento citado acima, foram geradas as séries de anomalias intrasazonais da extensão do gelo marinho em Ross. O ciclo anual da série temporal da extensão do gelo marinho foi obido através da aplicação do filtro 1-2-1 (Triola, 1999) por 255 vezes na série $X(t)$, e a remoção desse ciclo anual gerou uma série de anomalias totais. A figura 4.3 mostra as séries temporais de anomalias totais e intrasazonais em Ross. A primeira observação notável da figura 4.3 é a diferença nas amplitudes de variação entre ambas as séries temporais de anomalias. É observado também que as séries de anomalias intrasazonais são mais simétricas em relação às séries de anomalias totais. A série de anomalias totais no mar de Ross apresenta os valores mais discrepantes voltados para as anomalias mais altas (baixas) da extensão do gelo marinho entre 1999-2000 (2004-2006). De acordo com o índice do *El Niño* 3.4 (*EN* 3.4) do *Climate Prediction Center* (Tabela 4.1), anos de 1999 e 2000

foram considerados como anos de *La Niña* ou *LN* (fase negativa do índice), enquanto que os anos entre 2004-2006 tiveram fases positivas do índice predominantes (indicando *EN*). Comparando-se as anomalias totais com as anomalias intrasazonais (figura 4.4), observa-se que aproximadamente 38% das anomalias totais da extensão do gelo marinho no mar de Ross são explicadas na escala intrasazonal ($r^2 = 0,147$ e $r = 0,38$).

Figura 4.3: Séries temporais de anomalias totais (linha azul) e intrasazonais (linha vermelha) no mar de Ross.

Figura 4.4: Diagrama de dispersão entre as anomalias totais e intrasazonais no mar de Ross. A equação da reta de regressão linear e o coeficiente de determinação estão indicados no diagrama.

4.2.3. Eventos extremos intrasazonais do gelo (EIG) no mar de Ross

Os extremos intrasazonais de retração (expansão) do gelo marinho foram definidos utilizando como critério o quartil inferior ou q25 (superior ou q75), que é definido como os 25% (75%) dos

valores mais baixos (altos) da distribuição da extensão intrasazonal do gelo marinho em Ross. Valores abaixo do quartil inferior são considerados os extremos de retração e acima do quartil superior, os extremos de expansão do gelo marinho. Os limiares q25 e q75 foram obtidos separadamente para o inverno austral (junho, julho, agosto). Neste trabalho, analisou-se somente o período do inverno austral porque este esteve associado com anomalias (que serão vistas mais adiante) mais estatisticamente significativas.

Os eventos extremos intrasazonais do gelo marinho (EIG) foram definidos como aqueles que apresentaram persistência. A persistência dos extremos foi definida como a ocorrência consecutiva de dias que satisfazem as condições de extremos de retração (q25) ou expansão (q75). A persistência dos eventos também é importante para as análises de significância estatística, a qual requer o número de graus de liberdade relacionado à ocorrência de eventos independentes. Todas as ocorrências de extremos que persistiram por no mínimo dois dias foram consideradas como eventos independentes. Casos que se iniciaram no mês de maio e persistiram até junho e casos que se iniciaram em agosto e persistiram até setembro foram considerados. A técnica das persistências foi o critério que definiu os eventos intrasazonais de retração (EIR) e de expansão (EIE) da extensão do gelo marinho.

A figura 4.5 mostra a distribuição das anomalias intrasazonais da extensão do gelo marinho em Ross e seus quartis superiores e inferiores. Observa-se um limiar de 75133,20 km² para q75 e um limiar de -73506,60 km² para q25.

Figura 4.5: Anomalias intrasazonais da extensão do gelo marinho no mar de Ross (em km²) e representação dos quartis superior (reta vermelha) e inferior (reta azul clara) da série temporal da extensão intrasazonal do gelo marinho no mar de Ross. A linha preta representa o valor zero.

4.3. Variabilidade interanual dos EIG e relações com a *MJO* e com o *El Niño/La Niña*

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 índice de Oscilação Sul (IOS) e dados da extensão do gelo marinho e encontraram que para alguns mares (sudoeste do Índico, sudoeste e sudeste do Pacífico e mar de Ross oeste), as correlações são maiores do que para outros domínios oceânicos antárticos. Já Lima (2007) mostra relações estatisticamente significativas entre a quantidade de extremos sazonais da área do gelo marinho associada a eventos de ENOS. O autor observou eventos de *EN* associados aos extremos positivos da área do gelo marinho no mar de Weddell no verão, e eventos de *LN* associados aos extremos positivos no Oceano Índico antártico no verão, no Oceano Pacífico oeste na primavera e no mar de Ross na primavera, outono e inverno. Em relação aos extremos negativos da área do gelo marinho, o autor observou que o Oceano Índico teve seus extremos influenciados pelo *EN* na primavera e no verão, e o mar de Ross na primavera; enquanto que o mar de Amundsen-Bellingshausen teve seus extremos negativos influenciados por *LN* no inverno.

Tendo em vista a importância do ENOS sobre o gelo marinho, o objetivo deste item é verificar possíveis influências das teleconexões atmosféricas relacionadas aos fenômenos *EN* e *LN* nos EIG. A figura 4.6 mostra a variabilidade interanual dos EIG de inverno no mar de Ross com persistência igual ou acima de dois dias. Os EIG foram separados para os períodos os quais a *MJO* não estava ativa nos trópicos (fig. 4.6a) e para os quais se apresentava ativa (fig. 4.6b). Em seguida, foram contabilizados na figura 4.6 os anos que apresentaram mais EIR em relação aos EIE e vice-versa, associados com os trimestres de inverno (junho-julho-agosto ou JJA) que apresentaram *EN*, *LN* e períodos neutros (tabela 4.1).

A tabela 4.1 mostra os eventos de ENOS trimestrais na região do Oceano Pacífico equatorial, obtida do site do *Climate Prediction Center - National Centers for Environmental Prediction – CPC/NCEP* (http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml). Detalhes relativos aos cálculos dos índices do *Niño* e suas interpretações podem ser vistos em Trenberth (1976, 1996 e 1997) e Trenberth e Stepaniak (2001). Para determinar se a diferença na proporção de EIG pode ser considerada estatisticamente significativa com relação às fases do ENOS, realizou-se o teste estatístico das proporções (teste *z* ou teste da distribuição normal) (Spiegel 1975). Foram consideradas as seguintes hipóteses nulas e alternativas:

- Se houver um predomínio de *EN* no período em análise, $H_0 = p1 \leq p2$ ou $H_1 = p1 > p2$;
- Se houver um predomínio de *LN* no período em análise, $H_0 = p2 \leq p1$ ou $H_1 = p2 > p1$;
- Se houver um predomínio de períodos neutros no período em análise, $H_0 = p3 \leq p1$ ou $p2$ ou $H_1 = p3 > p1$ ou $p2$.

As variáveis $p1$, $p2$ e $p3$ representam os números de *EN*, *LN* e períodos neutros, respectivamente. Para que haja significância estatística nos casos em análise, H_0 deve ser rejeitado. O ponto crítico unilateral encontrado via tabela z para o nível de significância de 95% (90%) foi $z = \pm 1,64$ ($\pm 1,28$). O cálculo da variável z^* (que é o valor que comparado com a variável z determinará se H_0 será aceito ou rejeitado) é calculado como se segue (eqs. 4.14 - 4.18). Nas equações 4.14 - 4.18, a e b representam os números de *EN* e *LN* ou *EN* e períodos neutros ou *LN* e períodos neutros associados aos EIG para cada caso, e n_1 e n_2 indicam o número total de ocorrência de *EN* e *LN* ou *EN* e períodos neutros ou *LN* e períodos neutros para os 19 anos em análise. Já n é a soma de n_1 e n_2 .

$$\hat{p}_1 = \frac{a}{n_1} \quad (4.14)$$

$$\hat{p}_2 = \frac{b}{n_2} \quad (4.15)$$

$$\hat{p} = \frac{a+b}{n} \quad (4.16)$$

$$\hat{q} = 1 - \hat{p} \quad (4.17)$$

$$z^* = \frac{\hat{p}_1 - \hat{p}_2}{\sqrt{\hat{p}\hat{q}\left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right)}} \quad (4.18)$$

Na figura 4.6a, observam-se as ocorrências de 15 eventos de EIR e 13 de EIE para períodos de *MJO0*. Na mesma figura são observados que em 4 invernos (nos anos de 1991, 1996, 1997 e 2003)

houve somente registros de eventos de EIR no mar de Ross. De acordo com a tabela 4.1, os invernos dos anos de 1991 e 1997 foram de episódios de *EN* classificados como moderados a forte. O inverno de 2003 representa um começo de *EN*, enquanto que o inverno de 1996 mostra um período neutro para episódios de *EN/LN*. Já no ano de 1990 são observados mais episódios de EIR em relação aos EIE, sendo esse ano classificado como neutro. O teste *z* aplicado nas proporções entre *EN* e casos neutros não mostra significância estatística neste caso. A figura 4.6a mostra ainda que nos invernos dos anos de 1994, 1998 e 2007 houve mais eventos de EIE em relação aos eventos de EIR. De acordo com a tabela 4.1, o inverno de 1994 foi de *EN*. Já o inverno de 1998 foi de *LN* e o inverno de 2007 um período precedente a uma *LN*. O teste *z* aplicado nas proporções entre *EN* e *LN* não mostra significância estatística neste caso. Nos invernos dos anos de 1989, 1995 e 2005 foram observadas as mesmas quantidades de EIR e de EIE, sendo esses invernos classificados como neutros, segundo a tabela 4.1. Neste caso, o teste *z* aplicado nas proporções entre casos neutros e *EN* mostra significância estatística ao nível de 95%, enquanto que o mesmo teste aplicado nas proporções entre casos neutros e *LN* mostra significância estatística ao nível de 90%.

Na figura 4.6b são observadas 25 ocorrências de EIR e 24 ocorrências de EIE em períodos de *MJO*. Nos invernos dos anos de 1991, 1993, 1994, 2000, 2001 e 2002 foi observada uma predominância de ocorrência de EIR em relação aos EIE. Segundo a tabela 4.1, os invernos de 1991, 1994 e 2002 foram de *EN* enquanto que o inverno de 1993 representa um final de *EN*, o de 2000 um final de *LN* e o de 2001 um inverno neutro. Neste caso, o teste *z* indica significância estatística ao nível de 90% na proporção de anos de *EN* em relação aos anos de períodos neutro. Em relação aos invernos onde mais EIE foram observados em relação aos EIR, nota-se que há predominância de invernos neutros (anos de 1996 e 2006), sendo o inverno de 1999 de *LN*. O teste *z* aplicado nas proporções entre *LN* e casos neutros não mostra significância estatística. Nos invernos de 1989, 1992, 1995, 2003, 2004 e 2007 foram observadas as mesmas quantidades de eventos de EIG, sendo o inverno de 1992 e 2004 de *EN*, e os invernos de 1989, 1995, 2003 e 2007 de períodos neutros. Neste caso, o teste *z* aplicado na proporção entre *EN* e casos neutros mostra significância estatística ao nível de 90%.

No total, foram identificados (na figura 4.6) 40 eventos de EIR e 37 eventos de EIE nos períodos do inverno austral entre 1989 e 2007. Foram observados mais eventos de EIG para períodos de *MJO*. Foram registrados 28 eventos de EIG para períodos de *MJO0* (fig. 4.6a) e 49 eventos de EIG para períodos de *MJO* (fig. 4.6b). Nas figuras 4.6a e 4.6b, foram observados que um maior número de eventos de EIR em relação aos EIE foi relacionado, principalmente, a períodos de *EN*. Em invernos onde mais EIE foram observados em relação aos EIR observa-se uma predominância de eventos

neutros ou de *LN*, enquanto que invernos onde EIR e EIE foram igualmente observados apresentaram-se predominantemente neutros para *EN/LN*. Entretanto, não houve significância estatística em todos os casos analisados. Segundo Yuan (2004), a convecção nos trópicos devido ao *EN* (supressão da convecção devido a *LN*) é relacionada a um jato subtropical mais (menos) intenso e deslocado para o equador (pólos) e a um jato polar menos (mais) intenso. O jato polar enfraquecido possibilita um aumento do fluxo meridional de calor entre latitudes mais baixas e latitudes mais altas, fator este que pode ser relacionado à ocorrência dos EIR durante períodos de *EN* (e vice-versa).

Tabela 4.1: Episódios de *El Niños* (em vermelho) e *La Niñas* (em azul) baseados no Índice do *Niño* 3.4 (TSM em °C em janelas de 3 meses da região compreendida entre 5°N - 5°S, 120° - 170°W) determinados por um limiar de + 0,4 °C (- 0,4 °C). Tabela obtida do *Climate Prediction Center - National Centers for Environmental Prediction - CPC/NCEP*.

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1989	-1,7	-1,5	-1,1	-0,8	-0,6	-0,4	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1
1990	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4
1991	0,4	0,3	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	0,9	0,9	1,0	1,4	1,6
1992	1,8	1,6	1,5	1,4	1,2	0,8	0,5	0,2	0,0	-0,1	0,0	0,2
1993	0,3	0,4	0,6	0,7	0,8	0,7	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2
1994	0,2	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,9	1,2	1,3
1995	1,2	0,9	0,7	0,4	0,3	0,2	0,0	-0,2	-0,5	-0,6	-0,7	-0,7
1996	-0,7	-0,7	-0,5	-0,3	-0,1	-0,1	0,0	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,4
1997	-0,4	-0,3	0,0	0,4	0,8	1,3	1,7	2,0	2,2	2,4	2,5	2,5
1998	2,3	1,9	1,5	1,0	0,5	0,0	-0,5	-0,8	-1,0	-1,1	-1,3	-1,4
1999	-1,4	-1,2	-0,9	-0,8	-0,8	-0,8	-0,9	-0,9	-1,0	-1,1	-1,3	-1,6
2000	-1,6	-1,4	-1,0	-0,8	-0,6	-0,5	-0,4	-0,4	-0,4	-0,5	-0,6	-0,7
2001	-0,6	-0,5	-0,4	-0,2	-0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	-0,1	-0,1
2002	-0,1	0,1	0,2	0,4	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,3	1,5	1,4
2003	1,2	0,9	0,5	0,1	-0,1	0,1	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,4
2004	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,5	0,7	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8
2005	0,7	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	-0,1	-0,4	-0,7
2006	-0,7	-0,6	-0,4	-0,1	0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,9	1,1	1,1
2007	0,8	0,4	0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,4	-0,7	-1,0	-1,1	-1,3

Figura 4.6: Variabilidade interanual da frequência dos eventos extremos intrasazonais de retração (barras em azul) e de expansão (barras em vermelho) da extensão do gelo marinho no mar de Ross para o inverno durante (a) períodos inativos e (b) ativos da *MJO*.

5. Padrões da circulação atmosférica e relações com os EIG

5.1. Variabilidade intrasazonal da circulação atmosférica e relações com os EIG

O objetivo do presente estudo é investigar as relações entre distúrbios atmosféricos em escala intrasazonal e suas associações com a ocorrência dos EIG em períodos inativos e ativos da *MJO*. Com essa finalidade, serão observados os padrões espaciais de $H200_{IS}$ no período que antecede, durante e após a ocorrência dos EIG no mar de Ross. Para tal, composições (médias) defasadas (com *lag*) de $H200_{IS}$ foram feitas considerando os 25 dias anteriores ($lag = -25$ dias) e posteriores ($lag = 25$ dias) à ocorrência dos EIG. Utilizou-se um $lag = \pm 25$ dias porque é o período máximo cuja fase do trem de ondas pode ser associada com os EIG em análise. Anomalias significativas ao nível de 95%, baseado num teste de significância estatística do tipo *t-Student* foram selecionadas dentro desse intervalo.

5.1.1. Padrão espacial de anomalias do geopotencial em 200 hPa no inverno com *MJO* inativa

Composições com *lag* de $H200_{IS}$ em períodos de EIG no mar de Ross (fig. 5.2) evidenciam a configuração do trem de ondas de latitudes médias conhecido como *PSA* (Ghil e Mo 1991; Lau *et al.* 1994, Mo e Paegle 2001). Mo e Higgins (1998) identificam dois padrões de *PSA* (*PSA1* e *PSA2*) através da primeira e da segunda componente principal (*EOF1* e *EOF2*, respectivamente) da função corrente em 200 hPa. Por meio de várias análises, os autores mostram que o *PSA1* e o *PSA2* representam os principais modos de variabilidade intrasazonal do HS no período do inverno austral. Lima e Carvalho (2008) mostram que o *PSA* está intimamente relacionado à ocorrência dos EIG. Os autores identificam o padrão espacial do *PSA*, que também pode ser identificado por meio da segunda componente principal (ou *EOF2*) das anomalias intrasazonais da altura geopotencial em 700 hPa ($H700_{IS}$), associado com ocorrências de EIG de inverno nos mares de Amundsen e Bellingshausen (fig. 5.3). Lima (2007) mostra ainda que o *PSA* também está associado aos EIG de inverno no mar de Weddell.

O *PSA* como identificado na figura 5.2, pode afetar a circulação atmosférica gerando os EIG no mar de Ross. Durante a ocorrência dos EIR em períodos de *MJO*, as composições com *lag* revelam o aparecimento do *PSA* no $lag = -20$ dias (não mostrado). Na figura 5.2a observam-se anomalias

positivas de $H200_{IS}$ (anomalias anti-ciclônicas) sobre o lado leste do mar de Ross, enquanto que anomalias negativas de $H200_{IS}$ (anomalias ciclônicas) são observadas do lado oeste. Esse padrão das anomalias persiste desde o aparecimento do *PSA* até o $lag = 0$ (fig. 5.2a), onde é observada uma propagação do *PSA* para o leste e um enfraquecimento dos sinais. Lima e Carvalho (2008) mostram detalhadamente que essa configuração é associada com advecção quente, com ventos mais quentes ao norte sendo advectados sobre o campo do gelo marinho gerando os EIR. Esse padrão desaparece logo após o $lag = 0$ e reaparece com fase oposta no $lag = 3$ dias (não mostrado), persistindo até o $lag = 15$ dias quando desaparece (não mostrado). Em relação aos EIE, observa-se o padrão espacial do *PSA* a partir do $lag = -7$ dias (não mostrado) com anomalias ciclônicas (anticiclônicas) sobre o lado leste (oeste) do mar de Ross (fig. 5.2b no $lag = -5$ dias). Essa configuração do trem de ondas subtropical desaparece no $lag = 3$ dias, não reaparecendo posteriormente com fase oposta e significância estatística (fig. 5.2b no $lag = 10$ dias).

Comparando-se os EIR (fig. 5.2a) e os EIE (fig. 5.2b) no mar de Ross nota-se que estes estiveram associados, no geral, a fases opostas do *PSA* representado por $H200_{IS}$ predominantemente nos dias antecessores ao dia do EIG observado ($lags$ negativos). No caso da *MJO0*, o possível mecanismo de teleconexão trópicos-extratrópicos deve ser associado a fontes tropicais de calor estacionárias. As análises de $H200_{IS}$ relacionadas aos EIR e EIE no mar de Ross nos períodos da primavera e do outono (não mostrados) também mostram a configuração espacial do *PSA* como apresentada para o inverno, porém com menor significância estatística. No verão, nenhuma anomalia com significância estatística foi observada (não mostrado).

Composições com $lags$ de anomalias intrasazonais da altura geopotencial em baixos níveis em 850 hPa ou $H850_{IS}$ (não mostrado) mostram sinais com a mesma polaridade como observados nas anomalias de $H200_{IS}$. Entretanto, as anomalias de $H850_{IS}$ apresentam-se mais deslocadas para o leste em relação às anomalias em altos níveis (em $H200_{IS}$)

$H200_{IS}$ para o período sem atividade da MJO

(a) EIR

(b) EIE

Figura 5.2: Composições defasadas de anomalias intrasazonais diárias da altura geopotencial (em metro geopotencial ou m gp) em 200 hPa ($H200$) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -200 (200) com intervalo de 10 m gp para $H200$. Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste t -Student.

Figura 5.3: *EOF2* da anomalia intrasazonal da altura geopotencial em 700 hPa durante o inverno austral, evidenciando o padrão do *PSAI* com os extremos intrasazonais de (a) retração e (b) expansão do gelo marinho no mar de Weddell (setor oceânico antártico do Atlântico). Figura obtida de Lima (2007). As fases dos trens de ondas não podem ser consideradas através das figuras, pois os coeficientes temporais das *EOFs* (índices do *PSA*) não foram analisados.

5.1.2. Padrão espacial de anomalias do geopotencial em 200 hPa no inverno com *MJO* ativa

O padrão do *PSA* detectado no inverno sem a atividade da *MJO* nos trópicos (fig. 5.2) é semelhante ao observado no inverno com a atividade da *MJO* (fig. 5.4). Os EIR em Ross (fig.5.4a) estiveram associados com anomalias anticiclônicas de $H200_{IS}$ sobre a parte leste do mar de Ross e ciclônicas na parte oeste do mesmo mar nos dias que antecedem a ocorrência dos EIR (*lags* negativos). Neste caso, a configuração espacial do *PSA* surge no *lag* = -13 dias (não mostrado). As anomalias de $H200_{IS}$, como observadas no *lag* = -10 dias (fig. 5.4a), ficam mais significativas até o *lag* = -5 dias, enfraquecendo (perdendo significância estatística) até o *lag* = 0. Além disso, observa-se entre o *lag* = -5 dias e o *lag* = 0 (fig. 5.4a) uma tendência de propagação para leste das anomalias anticiclônicas ao leste do mar de Ross (assim como observado nos casos de *MJO0*). As anomalias enfraquecem progressivamente até o *lag* = 5 dias (não mostrado), quando desaparecem. No *lag* = 8 dias (não mostrado) o *PSA* mostra-se bem caracterizado espacialmente, porém com fase oposta ao observado nos *lags* = -10 dias, -5 dias e 0 da figura 5.4a. No *lag* = 10 dias (fig. 5.4a), observa-se a configuração espacial do *PSA* cuja fase propicia a advecção fria das altas latitudes para as latitudes mais baixas nas regiões próximas ao mar de Ross. Composições com *lag* em baixos níveis de $H850_{IS}$ (não mostrado) também mostram as mesmas anomalias observadas como no caso das composições em altos níveis de $H200_{IS}$. Porém, observa-se que as anomalias de $H850_{IS}$ apresentam-se deslocadas mais para o leste em relação às anomalias de $H200_{IS}$.

Comparando-se os EIR (fig. 5.4a) e os EIE (fig. 5.4b) na região do mar de Ross para fases ativas da *MJO*, nota-se que suas ocorrências estiveram associadas a polaridades (ou fases) opostas do trem de ondas subtropical, observado por meio de $H200_{IS}$ (semelhante ao que ocorre nos casos de *MJO0*). As relações entre o *PSA*, os EIR e os EIE no mar de Ross em períodos de *MJO* para a primavera e o outono (não mostrados) são equivalentes às apresentadas para o inverno. Entretanto, as anomalias de $H200_{IS}$ mostram-se com fraca significância estatística. O período do verão austral não mostra anomalias com significância estatística (não mostrado).

Comparando-se as anomalias de $H200_{IS}$ para as situações de *MJO0* e *MJO* (figs. 5.2 e 5.4, respectivamente), observa-se que quando a *MJO* está ativa (fig. 5.4), as anomalias anti-ciclônicas (cyclônicas) sobre Ross nos EIR (EIE) parecem estar mais próximas ao continente antártico. Nos EIR, observa-se que as anomalias positivas ao sul da América do Sul (sobre a Península Antártica) mostram-se mais intensas nos períodos de *MJO0*. Observa-se ainda que durante os EIE, as anomalias positivas ao sudeste da Austrália mostra-se mais intensa durante períodos de *MJO*.

$H200_{IS}$ para o período com atividade da MJO

(a) EIR

(b) EIE

Figura 5.4: Composições defasadas de anomalias intrasazonais diárias da altura geopotencial (em metros geopotenciais ou mgp) em 200 hPa ($H200$) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -200 (200) com intervalo de 10 mgp para $H200$. Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

6. Interação oceano-atmosfera e relações com os EIG

6.1. Fluxos de momento sobre o Oceano Austral

A interação atmosfera-oceano é muito importante para diversos processos, incluindo desde circulações atmosféricas e oceânicas de grande escala (Munk 1950) até processos que englobam médias e pequenas escalas. Uma medida da interação atmosfera-oceano é dada através da transmissão de quantidade de movimento linear (momento) considerando o movimento relativo entre a atmosfera e o oceano. O fluxo de momento é gerado, principalmente, pela força de fricção devido à ação dos ventos superficiais sobre a camada de Ekman oceânica (Tomczak e Godfrey 2003). A tensão de cisalhamento vento (τ) é uma medida da transmissão de momento, sendo diretamente relacionado à forçante atmosférica (ventos) e induzindo a formação de correntes oceânicas superficiais. Neste contexto, o objetivo principal nesta parte do trabalho é investigar de que forma a propagação do trem de ondas de latitudes médias ou *PSA* intrasazonal altera os fluxos de momento sobre o OA e conseqüentes impactos nos EIG. Deseja-se ainda verificar se a atividade da *MJO* nos trópicos desempenha ou não algum papel fundamental na variabilidade espacial das anomalias intrasazonais dos fluxos de momento sobre o AO.

A figura 6.1 mostra a média global de τ calculada para o período entre 1989-2007. Para a estimativa de τ da figura 6.1, foram utilizados dados da intensidade dos ventos em 10 metros de altura, do conteúdo de vapor integrado e água líquida em milímetros (mm) e da precipitação sobre o OA em milímetros por hora (mm/h), obtidos a partir do satélite *SSM/I F-8* e *F-10*. Os dados citados encontram-se em resolução temporal semanal, com cobertura espacial global, resolução espacial de $0,25^\circ$ e cobertura temporal de 1989 até 2007 (disponíveis em www.ssmi.com). Além disso, foram utilizados dados da *SKT* obtidos a partir de reanálises no *NCEP/NCAR*. Nota-se claramente em 5.4 a relação direta entre τ e a intensidade dos ventos, pois τ mostra-se mais intenso nas médias latitudes onde predominam os ventos que sopram de oeste para leste, sendo estes os mais intensos do globo, segundo Wunsch 1998. Detalhes adicionais sobre a variabilidade de τ (anual e sazonal, por exemplo) podem ser vistos em perspectiva global em Tomczak e Godfrey (2003).

Para a realização da estimativa dos fluxos de momento sobre os oceanos, costuma-se utilizar vários métodos como o método do fluxo de Reynolds ou o método da dissipação inercial. Detalhes sobre a aplicação de ambos os métodos podem ser vistos em Pond *et al.* (1979), Large e Pond (1981, 1982) e Yelland e Taylor (1996). O jeito mais simplificado de se estimar o valor de τ é através da

fórmula do volume ou *bulk formula* (6.1) onde ρ_{ar} é a densidade do ar, C_D é o coeficiente de arrasto (*drag coefficient*), U_{10} é a velocidade do vento medido em 10 metros de altura:

$$\tau = \rho_{ar} C_D U_{10}^2 \quad (6.1)$$

O coeficiente de arrasto é altamente dependente da velocidade do vento, da pressão e viscosidade do meio. Além disso, τ também depende da turbulência gerada pelo cisalhamento e pelo empuxo. Assim, para que o cálculo de τ seja mais refinado, utilizam-se as equações de fluxos em conjunto com o método da parametrização volumétrica (*bulk parametrisation* e *bulk aerodynamical method*; Liu *et al.* 1979, Large e Pond 1981, 1982) onde efeitos de estabilidade e condições na interface oceano-atmosfera são considerados. Para o cálculo de τ da figura 6.1 utilizou-se a *bulk parametrisation*, considerando parametrizações que incluem informações sobre a TSM (no caso desse trabalho utilizou-se o *SKT*), vento e umidade (dados utilizados já apresentados anteriormente no segundo parágrafo deste item).

Figura 5.4: Média global da tensão de cisalhamento do vento τ em 10 metros de altura para período de 1989-2007. A unidade de τ é dada em Nm^{-2} .

6.1.1. Tensão de cisalhamento zonal do vento e relações com os EIG

6.1.1.1. Padrão espacial de anomalias da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento no inverno com *MJO* inativa

Nesta parte do trabalho, deseja-se verificar como que a passagem do *PSA* em médias latitudes força o oceano ao movimento, gerando um mecanismo de interação atmosfera-oceano. Para isso, foram feitas composições com defasagens, assim como no item 5.1, a partir de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento das componentes zonal e meridional do vento (τ_{ISx} e τ_{ISy} , respectivamente).

Composições com lag de τ_{ISx} no mar de Ross relacionadas aos EIR em períodos de *MJO0* (fig. 6.2a) mostram anomalias negativas (de leste) à leste de Ross e aproximadamente sobre a mesma latitude do mesmo, e anomalias positivas (de oeste) também à leste de Ross, porém em latitudes médias (aproximadamente em 45°S). Essa configuração é verificada iniciando-se aproximadamente no $lag = -10$ dias (não mostrado) e persistindo até o dia do EIR ($lag = 0$; fig.6.2a), onde a diminuição da intensidade das anomalias (perda de significância estatística) é verificada.

Já nos *lags* positivos (posteriores ao dia do EIR), observa-se a mudança de fase das anomalias começando a partir do $lag = 8$ dias (não mostrado) sendo essa configuração podendo ser vista no $lag = 10$ dias da figura 6.2a. Em relação aos EIE (fig. 6.2b) pode-se observar exatamente a polaridade oposta das anomalias observadas na figura 6.2a. Anomalias de leste de τ_{ISx} são observadas à leste e aproximadamente na mesma latitude do mar de Ross e anomalias de oeste em latitudes médias. Essas anomalias iniciam-se no $lag = -10$ dias (não mostrado) e persistem, tendendo a se propagarem para oeste até aproximadamente o $lag = 3$ dias e desaparecendo em seguida.

As propagações das anomalias de τ_{ISx} da figura 6.2 observadas entre os *lags* negativos e os *lags* positivos, tanto no caso dos EIR (fig. 6.2a) quanto nos casos dos EIE (fig. 6.2b) podem ser associadas à passagem do *PSA*. Essa afirmação se deve ao fato da mudança de fase das anomalias entre os *lags* negativos e positivos. Entretanto, comparando-se as figuras de $H200_{IS}$ (fig. 5.2) e τ_{ISx} (fig. 6.2), observa-se que as anomalias em altos níveis e baixos níveis parecem fora de fase, sugerindo uma resposta defasada do oceano às anomalias atmosféricas devido a propagação do trem de ondas de latitudes médias.

6.1.1.2. Padrão espacial de anomalias da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento no inverno com *MJO* ativa

No caso em que a *MJO* mostra-se ativa (fig. 6.3), são observadas as mesmas configurações de τ_{ISx} assim como nos períodos de *MJO0* (fig. 6.2). Uma diferença entre as figuras 6.2 e 6.3 é que nos *lags* negativos dos períodos de *MJO*, observa-se que a anomalia de latitudes médias de oeste (leste) nos EIR (EIE) na parte leste de Ross apresenta-se com significância estatística abrangendo partes mais para oeste em relação àquelas observadas na figura 6.2 (*MJO* inativa). Outra diferença é que em períodos de *MJO*, as anomalias de leste (oeste) em altas latitudes nos EIR (EIE) na parte leste de Ross apresentam-se menores e mais deslocadas para leste quando comparadas às anomalias observadas em períodos de *MJO0* (fig. 6.2).

τ_{ISx} para o período sem atividade da *MJO*

Figura 6.2: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento em 10 metros de altura (τ) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico), associadas a períodos sem a atividade da *MJO* aparente. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,08 (-0,08) com intervalo de 0,02 Nm^{-2} para τ . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

τ_{ISx} para o período com a atividade da *MJO*

(a) EIR

Lag = -8 dias

Lag = -4 dias

Lag = 0

Lag = 10 dias

(b) EIE

Lag = -8 dias

Lag = -4 dias

Lag = 0

Lag = 10 dias

Figura 6.3: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento em 10 metros de altura (τ) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associadas à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,08 (-0,08) com intervalo de 0,02 Nm^{-2} para τ . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

6.1.2. Tensão de cisalhamento da componente meridional do vento e relações com os EIG

6.1.2.1. Padrão espacial de anomalias da tensão de cisalhamento da componente meridional do vento no inverno com *MJO* inativa

A figura 6.4a mostra as composições com *lag* de τ_{ISy} relacionadas aos EIR em períodos de *MJO0*. Anomalias positivas (para o norte) são observadas sobre o mar de Ross enquanto que anomalias negativas (para o sul) são vistas na parte leste e na parte oeste do mesmo. Essa configuração inicia-se aproximadamente no *lag* = -10 dias (não mostrado) e persiste, se propagando para leste até o dia do EIR (*lag* = 0 da fig. 6.4a) onde se nota a diminuição da intensidade das anomalias. Já nos *lags* positivos (posteriores ao dia do EIR), observa-se a mudança de polaridade das anomalias observadas anteriormente, com anomalias negativas sobre Ross surgindo a partir do *lag* = 6 dias (não mostrado) e mantendo-se até o *lag* = 10 dias da figura 6.4a.

Em relação aos EIE (fig. 6.4b) pode-se observar o padrão espacial das anomalias com sinais inversos aos observados na figura 6.4a. Anomalias de τ_{ISy} para o sul são observadas sobre o mar de Ross e anomalias de τ_{ISy} para o norte na parte leste do mesmo. Essas anomalias iniciam-se no *lag* = -10 dias (não mostrado) e persistem, propagando-se para leste até aproximadamente o *lag* = 2 dias, desaparecendo em seguida e mudando de fase a partir do *lag* = 6 dias.

6.1.2.2. Padrão espacial de anomalias da tensão de cisalhamento da componente meridional do vento no inverno com *MJO* ativa

A figura 6.5 mostra os casos para períodos de *MJO*. Nesse caso, são observados os mesmos padrões de τ_{ISy} como apresentados nos períodos de *MJO0* (fig. 6.4). Uma diferença entre as figuras 6.4 e 6.5 é que no *lags* negativos (principalmente nos casos de EIR) as anomalias mostram-se mais próximas da costa da Antártica em períodos de *MJO*. Outra diferença aparente entre as mesmas figuras é em relação a uma maior região de abrangência das anomalias nos períodos de *MJO* (principalmente nos EIE), onde as anomalias mostram maior significância estatística em relação àquelas observadas em períodos de *MJO0* (fig. 6.4). Entretanto, o resultado da diferença entre as figuras 6.4 e 6.5 não mostrou significância estatística.

τ_{ISy} para o período sem a atividade da *MJO*

Figura 6.4: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento da componente meridional do vento em 10 metros de altura (τ) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associadas à períodos sem a atividade da *MJO* aparente. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,08 (-0,08) com intervalo de 0,02 Nm^{-2} para τ . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

τ_{ISy} para o período com a atividade da MJO

(a) EIR

Lag = -8 dias

(b) EIE

Lag = -8 dias

Lag = -4 dias

Lag = -4 dias

Lag = 0

Lag = 0

Lag = 10 dias

Lag = 10 dias

Figura 6.5: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento da componente meridional do vento em 10 metros de altura (τ) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associadas à períodos com a atividade da MJO. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,08 (-0,08) com intervalo de 0,02 Nm^{-2} para τ . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

6.2. Transporte de massa na camada de Ekman e relações com os EIG

No item anterior, foram verificadas anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento do vento associadas à propagação do *PSA* em latitudes médias e aos EIG. Essas análises permitiram identificar a existência de um mecanismo de interação atmosfera-oceano-gelo marinho, pois é sabido que τ induz o oceano ao movimento. Como os movimentos nos oceanos são lentos, a rotação da Terra passa a ser relevante e influencia os movimentos gerados através de uma força aparente, denominada de força de Coriolis. O parâmetro de Coriolis f (eq. 6.2) é máximo nos pólos e nulo na região equatorial, sendo Ω a velocidade angular da Terra ($\Omega = 7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e φ é a latitude.

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (6.2)$$

A tensão de cisalhamento τ afeta, principalmente, as camadas superficiais do oceano (aproximadamente entre 0 e 300 m). Denomina-se a camada oceânica que compreende a coluna d'água afetada diretamente pelos ventos como camada de Ekman. Devido à transmissão de momento pelo vento através do atrito, pode-se considerar que o balanço de forças na camada de Ekman ocorre entre a força de atrito e a força de Coriolis. O atrito entre as diferentes lâminas d'água dentro da camada de Ekman gera uma característica peculiar a essa camada. Observa-se que as correntes geradas pelo vento, à medida que se aprofunda na coluna d'água, diminuem de intensidade e mudam de direção afastando-se da direção dos ventos predominantes. Este perfil de desintensificação e mudança de direção das correntes com a profundidade na camada de Ekman oceânica caracterizam a espiral de Ekman (figura 6.6).

A dinâmica na camada de Ekman é complexa e quando estudada detalhadamente, exige um conhecimento dos coeficientes de mistura turbulenta. Uma forma de quantificar a dinâmica de Ekman é através do estudo do transporte na camada de Ekman. A componente do transporte de água induzido pelo vento na camada de Ekman é perpendicular à direção média vento (e consequentemente de τ), isto porque a força de Coriolis deflete o transporte de Ekman para a esquerda no HS e para a direita no HN.

Figura 6.6: Esquema do comportamento idealizado das correntes no HN, na camada de Ekman oceânica. Obtido de *Open University* (2001).

Do balanço de forças na camada de Ekman oceânica são derivadas as equações 6.3 e 6.4, onde ρ_0 é a densidade da água do mar ($\rho_0 = 1025 \text{ kg.m}^{-3}$), U_e e V_e são as componentes zonal e meridional dos transportes de Ekman, respectivamente, u e v são as componentes zonal e meridional da velocidade de Ekman e z_E é a base da camada de Ekman (geralmente considerada como a profundidade de 100 metros, como no caso deste trabalho).

A densidade da água do mar varia entre 1000 kg m^{-3} (próximo a fontes de água doce) e 1028 kg m^{-3} (a água mais densa à superfície). Todo o oceano aberto está compreendido entre -2°C e 30°C de temperatura e 30 *PSU* (*Practical Salinity Units*) e 40 *PSU* de salinidade. Segundo Le Calvé (2002), 75% do volume dos oceanos apresentam temperaturas compreendendo 0°C e 6°C , e salinidades entre 34 *PSU* e 35 *PSU*. Além disso, os autores acrescentam que a temperatura média dos oceanos é $3,5^\circ\text{C}$ e a salinidade média é 34,5 *PSU*. Assim, o valor de ρ_0 considerado neste trabalho é satisfatório.

Uma completa descrição sobre os transportes de massa zonal e meridional na camada de Ekman para o oceano global e para bacias oceânicas individuais podem ser vistos em Levitus (1987). Detalhes adicionais da utilização das equações 6.3 e 6.4 também podem ser vistos em Chereskin e Roemmich (1991).

$$U_E = \frac{\tau_y}{\rho_0 f} = \int_{ze}^0 u dz \quad (6.3)$$

$$V_E = -\frac{\tau_x}{\rho_0 f} = \int_{ze}^0 v dz \quad (6.4)$$

6.2.1. Transporte de massa zonal na camada de Ekman e relações com os EIG

6.2.1.1. Padrão espacial de anomalias do transporte zonal de Ekman no inverno com *MJO* inativa

Composições de τ_{ISy} relacionadas aos EIR em Ross em períodos de *MJO*0 mostraram anomalias positivas (para o norte) sobre o mar de Ross, enquanto que anomalias negativas (para o sul) são vistas à leste de Ross. Tais anomalias de τ_{ISy} são observadas dos *lags* negativos até o *lag* = 0. Sabido que o transporte zonal de Ekman U_{IS} é perpendicular à τ_{ISy} , pode-se estabelecer uma relação direta entre τ_{ISy} e U_{IS} a partir da comparação entre as figuras 6.4 e 6.7. Nos *lags* negativos da figura 6.7a são observadas anomalias negativas (de leste) de U_{IS} sobre o mar de Ross e anomalias positivas (de oeste) na parte leste do mesmo, mostrando a perpendicularidade entre τ_{ISy} e U_{IS} . Essa configuração persiste até o *lag* = 0, com propagação para leste entre o *lag* = -10 dias e o *lag* = 0. Este resultado é associado a um padrão de divergência zonal do transporte de Ekman ao leste de Ross (região influenciada pelo Giro de Ross). Já nos *lags* positivos (posteriores ao dia do EIR), observa-se a mudança de polaridade das anomalias de U_{IS} observadas nos *lags* negativos.

Composições de τ_{ISy} relacionadas aos EIE mostram anomalias orientadas para o sul sobre o mar de Ross e anomalias para o norte na parte leste do mesmo entre os *lags* negativos até o *lag* = 0. Perpendicularmente a esse padrão de anomalias de τ_{ISy} , pode-se observar pela figura 6.7b anomalias de oeste sobre o mar de Ross e de leste na porção leste do mesmo. Tais anomalias são observadas nos *lag* negativos, desaparecendo no *lag* = 0 e mudando de fase nos *lags* positivos. Essa configuração observada nos *lags* negativos representa uma convergência zonal do transporte de Ekman ao leste de Ross. É importante destacar que nessas análises as latitudes próximas de 0° foram desconsideradas, pois nessas latitudes o parâmetro de Coriolis f (eq. 6.2) é zero e U_e (eq. 6.3) tende ao infinito.

6.2.1.2. Padrão espacial de anomalias do transporte zonal de Ekman no inverno com *MJO* ativa

Assim como no caso de *MJO0* (fig. 6.7), as anomalias de U_{IS} sobre o mar de Ross mostram-se semelhantes tais quais nos períodos de *MJO*. Os *lags* que antecedem o dia o qual os EIR são observados (fig. 6.8a) mostram divergência zonal do transporte de Ekman com anomalias de U_{IS} de leste sobre o mar de Ross e anomalias de oeste na porção leste do mesmo, propagando-se para leste entre o $lag = -10$ dias e o $lag = 0$. Já nos *lags* posteriores ao dia dos EIR, observa-se a mudança de polaridade das anomalias de U_{IS} observadas nos *lags* negativos. Em relação ao EIE (fig. 6.8b), as anomalias de U_{IS} mostram uma configuração de convergência zonal do transporte de Ekman nos *lags* negativos, com os sinais desaparecendo no $lag = 0$. A fase das anomalias muda dos *lags* negativos para os *lags* positivos.

Uma diferença entre as figuras 6.7 e 6.8 mostra-se na extensão das anomalias de U_{IS} , onde anomalias mais estatisticamente significativas (de acordo com o teste *t-Student*) são associadas aos períodos de *MJO*. Outra diferença é que as anomalias de U_{IS} mostram-se mais próximos da costa antártica em períodos de *MJO*. Essas diferenças também são verificadas nas comparações entre as *lag-composites* de τ_{ISy} para períodos de *MJO0* e *MJO*. Tal semelhança é explicada pelo fato de τ_{ISy} e U_{IS} serem intimamente relacionados (equação 6.3).

U_{IS} para o período sem a atividade da *MJO*

Figura 6.7: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da componente zonal do transporte de Ekman (U_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 1 (-1) com intervalo de $0,1\text{m}^2\text{s}^{-1}$ para U_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

U_{IS} para o período com a atividade da *MJO*

Figura 6.8: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da componente zonal do transporte de Ekman (U_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 1 (-1) com intervalo de $0,1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para U_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

6.2.2. Transporte de massa meridional na camada de Ekman e relações com os EIG

6.2.2.1. Padrão espacial de anomalias do transporte meridional de Ekman no inverno com *MJO* inativa

A figura 6.2a mostrou as composições da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento τ_{ISx} associadas aos EIR em Ross em períodos de *MJO0*. Observam-se anomalias de oeste na parte leste do mar de Ross e em latitudes médias, enquanto que anomalias de leste são vistas na região logo abaixo da anomalia de oeste entre os *lags* negativos até o *lag* = 0. O transporte meridional de Ekman é perpendicular e à esquerda da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento (no HS). Confirmando essa informação, observa-se nos *lags* negativos da figura 6.9a anomalias positivas de V_{IS} (para o norte) associadas às anomalias de oeste da figura 6.2a, enquanto que anomalias negativas de V_{IS} (para o sul) são associadas às anomalias de leste da figura 6.2a entre os *lags* negativos até o *lag* = 0. Já nos *lags* positivos (posteriores ao dia do EIR) das figuras 6.2a e 6.9a, observam-se as mudanças de fase das anomalias. Esse padrão observado entre os *lags* negativos e o *lag* = 0 representa uma configuração de divergência meridional do transporte de massa de Ekman, ao leste de Ross (região influenciada pelo Giro de Ross).

Anomalias da tensão de cisalhamento da componente zonal do vento relacionadas aos EIE (fig. 6.2b) mostram anomalias de leste na porção leste de Ross e em latitudes médias e anomalias de oeste ao sul das anomalias de leste, entre os *lags* negativos até o *lag* = 0. Associado a esse padrão de anomalias de τ_{ISx} , pode-se observar pela figura 6.9b anomalias de V_{IS} para o sul, associadas às anomalias de leste de τ_{ISx} , e anomalias para o norte associadas às anomalias de oeste de τ_{ISx} , desaparecendo após o *lag* = 0 (nos *lags* positivos). Essa configuração representa uma convergência meridional do transporte de massa de Ekman na porção leste de Ross. Latitudes próximas de 0° foram desconsideradas nessas análises.

6.2.2.2. Padrão espacial de anomalias do transporte meridional de Ekman no inverno com *MJO* ativa

Como no caso da *MJO0*, as anomalias de V_{IS} nas proximidades do mar de Ross mostram-se parecidas também nos períodos de *MJO*. Os *lags* negativos relativos aos EIR (fig. 6.10a) mostram

divergência meridional do transporte de Ekman na parte leste de Ross. Em relação aos EIE (fig. 6.10b), as anomalias de V_{IS} mostram uma configuração de convergência meridional do transporte de Ekman nos *lags* negativos. A fase das anomalias muda nos *lags* positivos em ambos os casos.

Comparando os períodos de *MJO0* e *MJO*, uma diferença entre as figuras 6.9 e 6.10 mostra-se na área com significância estatística das anomalias principalmente nos eventos de EIE, onde anomalias mais estatisticamente significativas são vistas associadas aos períodos de *MJO*. Tal observação também é notada quando são comparadas as *lags-composites* de τ_{ISx} para períodos de *MJO0* e *MJO*. Isto porque τ_{ISx} e V_{IS} são intimamente relacionados (equação 6.4).

V_{IS} para o período sem a atividade da *MJO*

Figura 6.9: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da componente meridional do transporte de Ekman (V_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associado a períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 3 (-3) com intervalo de $0,1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ para V_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

V_{IS} para o período com a atividade da MJO

Figura 6.10: Composições defasadas de anomalias intrasazonais da componente meridional do transporte de Ekman (V_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associado a períodos com a atividade da MJO. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 3 (-3) com intervalo de $0,1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ para V_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

6.3. Bombeamento de Ekman e relações com os EIG

O resultado de convergências e divergências de massas d'água, como apresentado nos itens anteriores, gera o bombeamento de Ekman. Através da equação da continuidade (6.5), é possível calcular o movimento vertical de água na camada de Ekman oceânica (w_E) resultante do transporte médio na camada de Ekman (eqs. 6.6 e 6.7), onde:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (6.5)$$

$$-\int_{z_E}^0 \frac{\partial w}{\partial z} dz = \frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \quad (6.6)$$

$$w_E = \frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \quad (6.7)$$

Substituindo-se os termos do transporte de Ekman por termos de τ , obtém-se a relação entre o bombeamento de Ekman w_E e a tensão de cisalhamento do vento (6.8), onde o rotacional de τ positivo (negativo) é associado com divergência (convergência) na camada de Ekman oceânica e bombeamento de Ekman para cima (baixo), gerando o fenômeno conhecido como ressurgência (subsidência). Mais detalhes sobre o bombeamento de Ekman podem ser encontrados em Large e Pond (1981) e Tomczak e Godfrey (2003).

$$w_E = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\tau_y}{\rho_0 f} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\tau_x}{\rho_0 f} = K \cdot \nabla \times \frac{\tau}{\rho_0 f} \quad (6.8)$$

6.3.1. Padrão espacial de anomalias do bombeamento de Ekman no inverno com *MJO* inativa

A associação entre τ_{ISy} e o transporte de massa na camada de Ekman oceânica em períodos de *MJO0* geram transportes zonais U_{ISx} divergentes (fig. 6.7a) no caso dos *lags* anteriores ao dia de

ocorrência dos EIR. Isso ocorre porque o transporte de Ekman é perpendicular e à esquerda de τ no HS como já dito anteriormente. Em relação aos EIE, a relação entre τ_{ISy} e U_{IS} está associada à convergência do transporte zonal de Ekman (fig. 6.7b). No caso do transporte meridional de Ekman relacionado aos EIR (EIE), a associação entre τ_{ISx} e V_{IS} mostra divergência (convergência) meridional de massa na camada de Ekman oceânica nos *lags* negativos, como pode ser visto na figura 6.9a (6.9b). Assim, a figura 6.11 mostra que a divergência de massa na camada de Ekman associada aos EIR nos dias que antecedem o dia dos EIG está associada com um bombeamento de Ekman positivo (ressurgência) na região das bordas do gelo marinho em Ross (fig. 6.11a). No *lag* = 10 dias da figura 6.11a, observa-se o bombeamento de Ekman negativo, associado à subsidência. De acordo com Gordon (1981), a troca de calor ar-mar na faixa de latitudes entre 60°S e 70°S nas regiões de água livre do gelo marinho corresponde a 50% do aquecimento que resulta no derretimento do gelo marinho na primavera. O autor mostra ainda que o restante do aquecimento necessário para o derretimento do gelo na primavera austral é suprido pelo calor oceânico armazenado abaixo da piconclina do OA. Esse calor é trazido para a superfície do mar através do bombeamento de Ekman (ressurgência). Sendo assim, a hipótese sugerida nesta parte do trabalho é que águas relativamente mais quentes em sub-superfície oceânica são bombeadas para as regiões mais superficiais do mar de Ross gerando os EIR.

Nos períodos de EIE (fig. 6.11b), é observado que a convergência de massa na camada de Ekman nos *lags* negativos está associada com um bombeamento de Ekman negativo (subsidência) na região das bordas do gelo marinho em Ross. De acordo com a literatura especializada, o processo de congelamento superficial da água do mar é associado a águas mais frias e à rejeição gradativa do sal nas águas subjacentes ao gelo marinho recém-formado, deixando-as mais densas que as águas mais profundas, desestabilizando a coluna d'água nessas regiões e formando massas d'águas que afundam até zonas intermediárias ou profundas do oceano (England 1992, Toggweiler e Samuels 1995, Jacobs 2004). Assim, a provável hipótese levantada para os resultados deste item é que os EIE estão associados a águas superficiais mais frias e salinas, deixando-as mais densas que as águas logo abaixo e ocasionando a subsidência observada nas proximidades do mar de Ross. Entretanto, como a subsidência ocorreria somente após a formação do gelo marinho, esta poderia ser associada ao mecanismo de *feedback* associado aos EIE, ou seja, os EIE geram a subsidência e não a subsidência que gera os EIE.

6.3.2. Padrão espacial de anomalias do bombeamento de Ekman no inverno com *MJO* ativa

As anomalias de w_{IS} observadas nas proximidades do mar de Ross em períodos de *MJO0* (fig. 6.11) assemelham-se às anomalias que são observadas nos períodos de *MJO* (fig. 6.12). Uma diferença entre as figuras 6.11 e 6.12 mostra-se na maior área estatisticamente significativa da anomalia positiva de w_{IS} nos EIR. Tal anomalia mostra-se maior e abrangendo mais a parte leste de Ross em períodos de *MJO* do que àquela observada em períodos de *MJO0*. Além disso, tanto no caso dos EIR quanto no caso dos EIE, observam-se as anomalias mais deslocadas para o sul em períodos de *MJO* em relação às aquelas observadas em períodos de *MJO0*.

w_{IS} para o período sem a atividade da *MJO*

Figura 6.11: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman (w_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,1 (-0,1) com intervalo de 0,05 m^2s^{-1} para w_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

w_{IS} para o período com a atividade da *MJO*

Figura 6.12: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman (w_e) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associado a períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 0,1 (-0,1) com intervalo de 0,05 $m^2 s^{-1}$ para w_e . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

Nos itens 6.1, 6.2 e 6.3 foi analisada a dinâmica da camada de Ekman em resposta ao *PSA* e consequentes impactos no gelo marinho em Ross. A circulação oceânica é basicamente o resultado de um balanço de pelo menos duas forças. A dinâmica dos fluidos geofísicos mostra que, de acordo com a região de estudo no oceano, ocorre um determinado tipo de balanço (Tomczak e Godfrey 2003; Cushman-Roisin e Deleersnijder 2005). Nas camadas mais profundas, longe das bordas e do fundo oceânico, a força de atrito quando comparada com a força do gradiente de pressão (devido a variações horizontais no campo de densidade da água) pode ser desprezada. Assim, considera-se essa região (denominada de oceano interior) em balanço geostrófico, ou seja, as forças do gradiente de pressão e Coriolis estão em equilíbrio.

Na camada de Ekman oceânica, o vento transfere momento para o oceano e isto ocorre através do atrito. Assim, o atrito é importante nos limites dos oceanos, ou seja, na atmosfera e nos contornos das bacias oceânicas. Como já dito, nesta camada existe um balanço entre a força de atrito do vento e a força de Coriolis. Assim, um modo de explicar os fenômenos de ressurgência e subsidência associados aos resultados dos itens 6.1 - 6.3 é considerando os balanços geostróficos e de Ekman representados pelas eqs. 6.9 e 6.10, onde p' é a pressão geostrófica.

A figura 6.13 representa um resumo da dinâmica de Ekman associada aos resultados obtidos nos itens 6.1 - 6.3 para os casos de EIR (fig. 6.13a) e EIE (fig. 6.13b). Nessa figura, é apresentada a composição dos vetores resultantes segundo os resultados dos itens 6.1 - 6.3. Nota-se que as direções dos vetores dos transportes de massa da camada de Ekman, que são perpendiculares e a esquerda da tensão de cisalhamento do vento no HS, mostram uma divergência (convergência) de massa relacionada à ressurgência (subsidência) nos períodos que antecedem os EIR (EIE). Os vetores que representam as tensões de cisalhamento das componentes zonal e meridional do vento mostram que correntes oceânicas superficiais na forma de um giro ciclônico (anticiclônico) são associadas aos períodos que antecedem os EIR (EIE). Os giros possuem dimensões espaciais que envolvem médias e altas latitudes.

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau^x}{\partial z} \quad (6.9)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau^y}{\partial z} \quad (6.10)$$

Figura 6.13: Representação dos vetores τ_{ISx} , τ_{ISy} , U_{IS} e V_{IS} e relações com a (a) ressurgência na camada de Ekman associada aos períodos que antecedem os EIR e a (b) subsidência na camada de Ekman associada aos períodos que antecedem os EIE.

6.4. Transporte meridional de calor na camada de Ekman e relações com os EIG

O fluxo de calor na camada de Ekman ou *Ekman Heat Flux (EHF)* é o transporte de calor na camada de água que engloba os primeiros 100-300 metros do oceano, induzido pela ação dos ventos. O fluxo de calor na camada de Ekman oceânica é, basicamente, função da temperatura na camada de Ekman e da tensão de cisalhamento do vento τ em superfície. Nesta parte do trabalho, o transporte de calor meridional na camada de Ekman foi estimado utilizando a metodologia como em Sato e Polito (2005), sendo definido pela equação 6.11. Em (6.11), c_p é o calor específico à pressão constante, assumido como $c_p = 4100 \text{ Joules kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$; τ_x é a tensão de cisalhamento do vento zonal; f é o parâmetro de Coriolis; θ_e é a temperatura potencial da camada de Ekman e $\bar{\theta}$ é a temperatura potencial média da coluna de água se estendendo desde a superfície até o fundo oceânico. De acordo com Montgomery (1974), $\bar{\theta}$ pode ser considerada como a temperatura potencial do volume transportado pelo oceano para necessariamente, compensar o volume do fluxo transportado na camada de Ekman. O volume transportado na camada de Ekman é balanceado por um fluxo profundo equivalente e oposto de modo que as condições de continuidade são satisfeitas. O fluxo de calor de Ekman é geralmente dado em petawatts (PW), onde 1 PW é equivalente a 10^{15} watts (Levitus 1987; Sato, Polito e Liu 2003; Sato e Polito 2005).

$$EHF_y = -c_p \int_0^L \frac{\tau_x}{f} (\theta_e - \bar{\theta}) dx \quad (6.11)$$

As temperaturas potenciais (θ) nas diferentes profundidades na camada de Ekman foram calculadas como em (6.12) a partir de dados de SKT , considerando assim a variabilidade da temperatura da camada de mistura oceânica. Em (6.12), Γ é o gradiente adiabático vertical ou *lapse rate*, tendo sido considerado neste trabalho como $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C decibar}^{-1}$. Ainda em (6.12), P_0 é a pressão atmosférica e P é a pressão em uma determinada profundidade z (dada em decibar), sendo calculada como em (6.13). Devido a efeitos de viscosidade entre as diferentes camadas de água em sub-superfície, o perfil vertical da velocidade na camada de Ekman gerada pela transmissão de momento entre a atmosfera e o oceano por τ apresenta-se na forma de uma espiral (ver item 6.2). Consequentemente, de acordo com Sato e Rossby (2000), para a estimativa de θ_e são utilizadas como pesos em θ a componente zonal de um perfil canônico das velocidades $v(z)$ na camada de Ekman dados por (6.14). Em (6.14), ρ é a densidade da água do mar, ν é o coeficiente de viscosidade turbulenta e δ é a profundidade da camada de Ekman (Kundu 1990). De acordo com Sato e Polito (2005), como $v(z)$ será utilizado como peso, somente a forma funcional v_n (eq. 6.15) é relevante para esse problema.

$$\theta = SKT - \int_{P_0}^P \Gamma . dP \quad (6.12)$$

$$P = \rho g z = 1,005525z \quad (6.13)$$

$$v(z) = \frac{-\tau_x / \rho_0}{\sqrt{f\nu}} e^{\frac{z}{\delta}} \text{sen} \left(\frac{-z}{\delta} + \frac{\pi}{4} \right) \quad (6.14)$$

$$v_n(z) = e^{\frac{z}{\delta}} \text{sen} \left(\frac{-z}{\delta} + \frac{\pi}{4} \right) \quad (6.15)$$

A profundidade da camada de Ekman δ é assumida aqui como constante e igual a -100 metros. Os pesos derivados das velocidades na camada de Ekman foram estimados para as profundidades padrões de $z = 0, -10 \text{ m}, -20, -30 \text{ m}, -50 \text{ m}, -75 \text{ m}$ e -100 m . Posteriormente, os pesos foram normalizados de modo que a soma dos mesmos é igual a 1 (eq. 6.16). Os sete coeficientes obtidos

foram: $v_n(0) = 0,264682$, $v_n(-10) = 0,261854$, $v_n(-20) = 0,252613$, $v_n(-30) = 0,235741$, $v_n(-50) = 0,173750$, $v_n(-75) = 0,0280447$, $v_n(-100) = -0,216685$. Finalmente, a temperatura potencial da camada de Ekman para cada local é dada por (6.17), onde θ , como já dito anteriormente, é a temperatura potencial calculada a partir da *SKT* para as diferentes profundidades da camada de Ekman.

$$\sum_{z=0}^{-100} v(z) = 1 \quad (6.16)$$

$$\theta_e = \sum_{z=0}^{-100} v(z)\theta \quad (6.17)$$

O transporte de calor de Ekman deve ser calculado para uma área, considerando assim a continuidade de massa. Neste trabalho, *EHF* foi calculado selecionando-se uma região que englobasse médias e altas latitudes do Pacífico Sul. Assim, selecionou-se uma área retangular englobando as latitudes de 50°S – 60°S e as longitudes de 175° – 220°. Tomou-se o cuidado de selecionar uma região que não apresentasse pontos de grade com continentes ou ilhas. A área selecionada inclui uma região ao norte do mar de Ross (centrado na longitude de 180°E).

Os valores do transporte de calor meridional de Ekman (EHF_y) na região de estudo ficaram na ordem de 10^{-3} PW (ou 10^{12} Watts), sendo coerente com os valores apresentados por Sato e Polito (2005) para altas latitudes do oceano Pacífico. A série temporal do transporte meridional de calor de Ekman (EHF_y) foi filtrada na escala intrasazonal para as análises posteriores.

6.4.1. Transporte de calor meridional na camada de Ekman e relações com os EIG

6.4.1.1. Padrão espacial de anomalias do transporte meridional de calor de Ekman no inverno com *MJO* inativa

A figura 6.14 mostra as composições de EHF_y para os períodos de *MJO0* na região de latitudes médias do Pacífico sul, incluído o norte do mar de Ross (centrado na longitude de 180°). Nos períodos de EIR (fig. 6.14a), observam-se no $lag = -15$ dias anomalias intrasazonais de *EHF* (EHF_{yIS}) negativas ao norte de Ross e positivas ao leste do mesmo. Anomalias negativas (positivas) indicam transporte de calor de Ekman de norte (de sul). Observa-se no $lag = -12$ dias, no $lag = -8$ dias e no $lag = -4$ dias uma

gradativa propagação para nordeste da anomalia negativa, a qual se estabelece em latitudes médias ao leste do mar de Ross. No $lag = 0$, observa-se a propagação e enfraquecimento tanto da anomalia negativa em latitudes médias como da anomalia positiva logo abaixo da anomalia negativa. Assim, os EIR podem ser associados com o EHF_{yIS} de nordeste entre o $lags = -15$ dias e o $lag = -10$ dias (não mostrado), ou seja, o mar de Ross recebe calor no período mencionado. Nos $lags$ positivos é observada a mudança de fase das anomalias.

Em relação aos EIE (fig. 6.14b), pode-se observar a configuração da fase oposta das anomalias de EHF_{yIS} observadas nos EIR, com anomalias de sul sobre o mar de Ross no $lag = -12$ dias e de norte na parte leste do mesmo. Observa-se a gradativa propagação para nordeste da anomalia positiva entre o $lag = -11$ dias (não mostrado) e o $lag = -8$ dias, com o estabelecimento desta na parte leste de Ross e em latitudes médias. O $lag = 0$ mostra que a anomalia positiva em latitudes médias e a anomalia negativa em latitudes mais altas (ambas a leste de Ross) se propagaram e enfraqueceram. Assim, infere-se aqui que durante os períodos antecedentes aos EIE, calor é transportado para fora do mar de Ross entre o $lag = -12$ dias e o $lag = -8$ dias. Nos $lags$ positivos, observa-se a mudança de fase do sinal das anomalias descritas.

6.4.1.2. Padrão espacial de anomalias do transporte meridional de calor de Ekman no inverno com *MJO* ativa

A figura 6.15 evidencia que as configurações das anomalias de EHF_{yIS} para períodos de *MJO* e *MJO0* (fig. 6.14) mostram-se semelhantes, tanto para o caso dos EIR como no caso dos EIE. São observadas nos $lags$ negativos dos EIR anomalias negativas (de norte) ao norte de Ross, ou seja, o calor na camada de Ekman sendo transportado para dentro de Ross entre o $lag = -12$ dias e o $lag = -8$ dias. Nos $lags$ positivos (já no $lag = 1$ dia) observa-se a mudança de fase das anomalias.

No caso dos $lags$ negativos dos EIE, anomalias positivas (de sul) são observadas adjacientemente a Ross (na parte leste), ou seja, calor saindo de Ross entre o $lag = -12$ dias e $lag = -6$ dias. Neste caso, a mudança de fase das anomalias só é observada no $lag = 9$ dias. Comparando-se as figuras 6.14 e 6.15, percebem-se que o tamanho das anomalias de EHF_{yIS} em latitudes médias parecem maiores nos períodos de *MJO*.

$EHF_{y_{IS}}$ para o período sem a atividade da MJO

(a) EIR

$Lag = -15$ dias

$Lag = -12$ dias

$Lag = -8$ dias

$Lag = 0$

(b) EIE

$Lag = -12$ dias

$Lag = -10$ dias

$Lag = -8$ dias

$Lag = 0$

Figura 6.14: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do transporte meridional de calor na camada de Ekman (EHF_y) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 10^{-5} (-10^{-5}) com intervalo de -10^{-4} PW para EHF_y . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

EHF_{yIS} para o período com a atividade da *MJO*

(a) EIR

Lag = -12 dias

Lag = -8 dias

Lag = -4 dias

(b) EIE

Lag = -12 dias

Lag = -8 dias

Lag = -4 dias

Figura 6.15: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do transporte meridional de calor na camada de Ekman (EHF_y) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associados à períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 10^{-5} (-10^{-5}) com intervalo de -10^{-4} PW para EHF_y . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

6.5. Balanço de calor na interface ar-mar e relações com os EIG

O fluxo de calor na interface ar-mar é um importante mecanismo que está diretamente ligado à variabilidade da TSM (Stevenson e Niiler 1983). Assim sendo, também pode ser considerado como um mecanismo intimamente ligado à variabilidade do gelo marinho. O fluxo de calor Q_{total} na interface ar-mar pode ser escrito como em (6.19), onde Q_{sw} é a radiação de onda curta incidente na superfície do oceano, Q_l é o fluxo de calor latente liberado para o espaço, Q_s é o fluxo de calor sensível direcionado para o espaço e Q_{lw} é o fluxo de radiação de onda longa liberado para o espaço (Moisan e Niiler 1998). Nesta análise, o fluxo de calor na interface ar-mar foi estimado a partir de dados de reanálises do *NCEP/NCAR* das variáveis Q_{sw} , Q_l , Q_s e Q_{lw} , entre 1989-2007. Em seguida, a série temporal de Q_{total} foi filtrada na escala intra-sazonal.

$$Q_{total} = Q_{sw} - Q_l - Q_s - Q_{lw} \quad (6.19)$$

6.5.1. Padrão espacial de anomalias do calor na interface ar-mar no inverno com *MJO* inativa

Na figura 6.16 são mostradas as composições de anomalias intrasazonais do calor na interface ar-mar (Q_{IS}) para os períodos de *MJO0*. Nos períodos de EIR (fig. 6.16a), são observadas anomalias de Q_{IS} negativas sobre o mar de Ross e positivas ao norte do mesmo, em latitudes médias. Anomalias negativas de Q_{IS} são associadas a um fluxo de calor na superfície do oceano direcionado da atmosfera para o oceano (ganho de calor oceânico), enquanto que anomalias positivas de Q_{IS} são associadas a um fluxo direcionado do oceano para a atmosfera (perda de calor oceânica). Essa configuração de anomalias é observada nos dias que antecedem o dia de observação dos EIR ($lag = -8$ dias e $lag = -4$ dias), desintensificando no dia de ocorrência dos EIR ($lag = 0$) e nos dias posteriores ao dia de observação dos EIR ($lag = 10$ dias). Assim, esses resultados indicam que os EIR estão associados com um ganho de calor no oceano superior, nas regiões do campo do gelo marinho em Ross.

Em relação aos EIE (fig. 6.16b), pode-se observar uma possível configuração da fase oposta das anomalias de Q_{IS} observadas nos EIR, com anomalias positivas sobre Ross e negativas nas latitudes médias, principalmente no $lag = -8$ dias. Esse padrão é enfraquecido no $lag = -4$ dias e no $lag = 0$, parecendo se apresentar com fase oposta no $lag = 10$ dias. Pela tendência do padrão das anomalias de Q_{IS} apresentado, observa-se que os EIE parecem associados a uma perda de calor do oceano superior sobre o mar de Ross.

6.5.2. Padrão espacial de anomalias do calor na interface ar-mar no inverno com *MJO* ativa

A figura 6.17 mostra as configurações das anomalias de Q_{IS} para períodos de *MJO*. Comparando as figuras 6.16 e 6.17, pode-se observar que os sinais das anomalias de Q_{IS} relacionadas aos EIR (figs. 6.16a e 6.17a) e aos EIE (figs. 6.16b e 6.17b) apresentam-se em fase. A diferença que pode ser notada entre as figuras 6.16 e 6.17 (principalmente 6.16b e 6.17b) é em relação à maior significância estatística das anomalias de Q_{IS} nos períodos de *MJO*.

Q_{IS} para o período sem a atividade da *MJO*

Figura 6.16: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do fluxo de calor na interface ar-mar (Q) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associado a períodos sem a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 30 (-30) com intervalo de 10 Wm^{-2} para Q_{IS} . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

Q_{IS} para o período com a atividade da *MJO*

Figura 6.17: Composições defasadas de anomalias intrasazonais do fluxo de calor na interface ar-mar (Q) durante períodos de eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross (setor oceânico do Pacífico) associado a períodos com a atividade da *MJO*. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em 30 (-30) com intervalo de 10 Wm^{-2} para Q_{IS} . Áreas sombreadas são significativas ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*.

7. Propriedades dos ciclones no Mar de Ross e relações com os EIG e a MJO

A ciclogênese e a densidade dos ciclones no inverno são fortemente ligadas ao gelo oceânico em Ross, como mostra o trabalho de Godfred-Spenning e Simmonds (1996). Pezza *et al.* (2008) mostram que a contração da área do gelo marinho em um determinado setor oceânico parece acompanhada por um deslocamento local para sul dos ciclones e uma diminuição na frequência dos mesmos. Os autores sugerem que tal fato está associado a uma diminuição no gradiente meridional de pressão (e no potencial de instabilidade baroclínica), levando a um aumento da densidade dos ciclones em latitudes médias por mudanças nos padrões locais de subsidência e conservação de massa. Streten e Pike (1980) sugeriram que um aumento na atividade ciclônica em determinada região pode promover a advecção do gelo para oeste dessa região, devido à direção do estresse do vento. Parkinson e Cavalieri (1982) encontraram resultados semelhantes, pois verificaram que a cobertura do gelo na primavera diminuiu na parte leste do mar de Amundsen com atividade ciclônica. Streten e Pike (1980) sugerem ainda que um aumento do gelo marinho a oeste dos ciclones poderia estar associado a ventos de sul trazidos pelos próprios ciclones. Assim, tendo em vista a relação direta entre o gelo marinho e os ciclones, esse item do trabalho visa verificar o comportamento dos ciclones em Ross e associações com períodos de EIR e EIE. Deseja-se ainda verificar se existem diferenças significativas nos comportamentos dos ciclones em períodos de MJO e MJO0.

Para essa finalidade, foi utilizado o esquema de trajetórias dos ciclones extratropicais de Murray e Simonds (1991). Este esquema procura e traça as trajetórias dos centros de baixa pressão em superfície, localizando pontos de grade nos quais o laplaciano da pressão superficial é maior que em qualquer um dos oito pontos de grade circunvizinhos, e maior que um limiar específico. Para depressões abertas nos quais nenhum ponto de mínimo existe, o método encontra o ponto de mínimo gradiente da pressão. Para identificar uma baixa de latitudes médias, o método requer um valor mínimo médio do Laplaciano da pressão sobre um raio específico em relação ao centro do ciclone. O sistema é então traçado a partir do tempo em que ele aparece até a sua dissipação. Para determinar a trajetória do ciclone, o método primeiro estima a posição nova e então calcula a probabilidade de associações entre as posições previstas e as ocorridas. O casamento final é encontrado com a sequência que obtiver maior probabilidade.

Vários parâmetros compõem o esquema de trajetória dos ciclones, sendo o conjunto de parâmetros que será utilizado neste estudo baseado em vários testes feitos em Pezza e Ambrizzi (2003) e utilizados em Carvalho *et al.* (2005). Apenas os sistemas com origem a sul de 40°S e com ciclo de vida a partir de 12 horas serão analisados. Para isso, foram utilizados dados de pressão à superfície

obtidos de reanálises do *NCEP/NCAR* com intervalo de 6 horas, para os meses correspondentes ao inverno austral (junho-julho-agosto). Assim como nos trabalhos de Pezza e Ambrizzi (2003) e Carvalho *et al.* (2005), os sistemas de baixa pressão foram classificados como ciclones quando suas pressões centrais foram menores ou iguais a 1020 hPa. Finalmente, obtidas as trajetórias dos ciclones extratropicais, foram selecionados os ciclones atuantes sobre o mar de Ross (longitudes entre 150° e 220°), como mostrado pela figura 6.1. As propriedades dos ciclones que serão investigadas nas diferentes situações dos EIG e com e sem forçantes tropicais serão as seguintes: longitude de origem, máxima latitude, pressão de origem e a duração do ciclo de vida dos ciclones.

Figura 6.1: Mapa representativo do continente antártico em perspectiva estereográfica polar onde as linhas vermelhas representam as longitudes delimitadoras da região do mar de Ross (150° e 220°).

Comparando-se os períodos de *MJO0* e *MJO*, uma maior quantidade de ciclones foi observada quando a *MJO* encontrava-se ativa. O número de ciclones com duração a partir de 12 horas sem forçante tropical foi de 146 para os EIR e 130 para os EIE. Já o número de ciclones com duração a partir de 12 horas com forçante tropical foi de 311 para os EIR e 278 para os EIE. O teste estatístico das proporções (teste *z*) indicou que todas as quantidades citadas foram estatisticamente significativas ao nível de 90%. Convecção profunda sobre o Pacífico tropical forçada pela *MJO* tem uma resposta direta na posição e intensidade do jato subtropical (Hendon e Salby 1994). A fase convectiva da *MJO* (supressão da convecção) é relacionada a um jato subtropical mais (menos) intenso e deslocado para o equador (pólos) e a um jato polar menos (mais) intenso. O jato polar enfraquecido possibilita um aumento do fluxo meridional de calor entre latitudes mais baixas e latitudes mais altas (*e.g.* Yuan 2004), alterando o gradiente meridional de temperatura e, consequentemente, o número de ciclones durante períodos de *MJO*.

Neste item, também serão analisados os ciclones que atuaram no mar de Ross entre 10 e 6 dias anteriores aos dias que correspondem aos EIG (denominado aqui como o período $lag = -10$ dias); e os ciclones que atuaram entre 5 e 1 dia anteriores aos dias que correspondem aos EIG (denominado aqui como o período $lag = -5$ dias). Deseja-se com essas análises entender se existe um comportamento preferencial dos ciclones antes dos períodos dos EIG que possa estar relacionado à modulação dos mesmos. Segundo as análises do item 5, os períodos anteriores aos EIG ($lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias) são associados a uma determinada fase (envelope) do trem de ondas subtropical em escala intrasazonal, e períodos que representam os EIG ($lag = 0$) são associados com a fase oposta do trem de ondas em relação aos $lags$ anteriores. Assim, comparações das propriedades dos ciclones entre os $lags$ anteriores aos EIG ($lags$ negativos) e o $lag = 0$ devem ser mais significantes do que comparações entre os $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias (períodos dentro do mesmo envelope do trem de ondas subtropical).

Como no caso anterior, uma maior quantidade de ciclones foi observada quando a *MJO* encontrava-se ativa nos períodos de $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias. O número de ciclones com duração a partir de 12 horas no período de $lag = -10$ dias ($lag = -5$ dias) e *MJO0* foi de 62 (77) para os EIR e 64 (74) para os EIE. Já o número de ciclones com duração a partir de 12 horas no período de $lag = -10$ dias ($lag = -5$ dias) e *MJO* foi de 129 (130) para os EIR e 128 (109) para os EIE. O teste estatístico das proporções indicou que todas as quantidades citadas foram estatisticamente significativas ao nível de 95%.

A seguir, serão apresentados os resultados obtidos das análises das propriedades estatísticas da longitude de origem, máxima latitude, pressão de origem e duração do ciclo de vida dos ciclones para períodos de $lag = -10$ dias, $lag = -5$ dias e $lag = 0$, EIR e EIE, *MJO0* e *MJO*. Para as médias das propriedades dos ciclones, foi realizado o teste estatístico unilateral da diferença das médias para níveis de significância de 95% e 90% (Spiegel, 1975). Para estes níveis de significância, rejeita-se H_0 para valores de z^* (equação 6.1) que fiquem fora do intervalo de $z = \pm 1,64$ ou $z = \pm 1,28$, respectivamente. Utilizou-se o teste unilateral porque, necessariamente, uma das duas médias é maior que a outra. Deseja-se testar as hipóteses de que os valores médios obtidos para eventos observados no $lag = -10$ dias ou $lag = -5$ dias (μ_1) sejam estatisticamente significativos em relação aos valores obtidos para eventos observados no $lag = 0$ (μ_0). Assim, as hipóteses nula (H_0) e alternativa (H_1), foram as seguintes:

- $H_0: \mu_0 = \mu_1$
- $H_1: \mu_0 \neq \mu_1$

Na equação 6.1, σ_{μ_0} e σ_{μ_1} são os desvios padrão das populações representadas por μ_0 e μ_1 respectivamente, e n_0 e n_1 são os números de eventos independentes que caracterizam μ_0 e μ_1 , respectivamente.

$$z^* = \frac{\mu_0 - \mu_1}{\left[\left(\frac{\sigma_{\mu_0}^2}{n_0} \right) + \left(\frac{\sigma_{\mu_1}^2}{n_1} \right) \right]^{1/2}} \quad (6.1)$$

A significância estatística da mediana e dos quartis (q25 e q75) foi calculada pelo teste dos sinais. Neste teste, compara-se cada valor das séries de dados dos *lags* anteriores ($lag = -10$ dias ou $lag = -5$ dias) ao valor dado pela mediana, q25 ou q75 do $lag = 0$. O nome do teste dos sinais se deve ao fato de se utilizar sinais + e - em lugar dos dados numéricos. Aferem-se sinais + e - aos valores das séries que forem maiores e menores, respectivamente, do que o valor da mediana, q25 ou q75 do $lag = 0$. A lógica do teste é que as medianas e quartis podem ser considerados iguais quando as quantidades de + e - forem aproximadamente iguais. Isto é, a proporção de + ou - equivale 50% (25% no caso dos quartis), ou seja, a probabilidade de sinais iguais é $p = 0,5$ ($p = 0,25$). Assim, são consideradas as seguintes condições para o cálculo de z^* (equação 6.2), para a mediana:

- H_0 : não há diferença entre os grupos, ou seja, $p = 0.5$;
- H_1 : há diferença, ou seja, uma das alternativas:
- $p \neq 0,5$ – Distribuição z bicaudal;
- $p < 0,5$ – Distribuição z unicaudal à esquerda;
- $p > 0,5$ – Distribuição z unicaudal à direita.

Na equação 6.2, y é o número de sinais positivos ou negativos (dependendo do caso em análise), n é o tamanho da amostra desconsiderando os empates, p vale 0,5 para a mediana e 0,25 para q25 ou q75, e q vale 0,5 para a mediana e 0,75 para os quartis ($q = 1 - p$).

$$z^* = \frac{y - np}{\sqrt{npq}} \quad (6.2)$$

7.1. Propriedades dos ciclones em períodos de *MJO0*

As tabelas 7.1 e 7.2 mostram as características estatísticas da distribuição da longitude inicial dos ciclones em períodos de EIR (tabela 7.1), EIE (tabela 7.2) e *MJO0*. Pelos valores da distribuição de frequência nos EIR, observa-se que a longitude inicial dos ciclones nos EIR apresentou-se mais para leste (mais centralizados sobre o mar de Ross) no $lag = -10$ dias do que no $lag = -5$ dias. Nos períodos dados pelo $lag = -5$ dias, as propriedades estatísticas dos ciclones mostram que há uma tendência de deslocamento dos ciclones para oeste em relação ao $lag = -10$ dias, e posteriormente os ciclones tendem para posições mais centradas sobre o mar de Ross (mais para leste) novamente no $lag = 0$. Nessas análises, foram consideradas as longitudes entre 180° e 190° como as longitudes mais centradas sobre o mar de Ross (figura 7.1). Seguindo a lógica de Streten e Pike (1980) e Parkinson e Cavalieri (1982), os períodos de $lag = -10$ dias estariam associados com os ciclones mais para leste (e centralizados sobre Ross, no geral) advectando gelo mais para oeste. No $lag = -5$ dias, os ciclones tendem a se deslocarem mais para oeste, se apresentado em locais menos centralizados sobre Ross e advectando gelo marinho para regiões supostamente mais para o limite oeste de Ross. Finalmente, no $lag = 0$, os ciclones tendem a retornar para posições mais centralizadas sobre o mar de Ross. Assim, a hipótese aqui é que os EIR tenham sido modulados pelo processo de advecção do gelo marinho para regiões mais para oeste do mar de Ross. Porém, considerando um z de corte unilateral de $\pm 1,28$ para um nível de significância de 90%, a tabela 7.1 mostra que somente os resultados para q_{25} e q_{75} foram estatisticamente significativos.

As propriedades estatísticas dos ciclones em períodos de EIE mostram que no geral, nos $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias, os ciclones se apresentavam em longitudes mais centradas sobre Ross, tendendo para longitudes mais para oeste no $lag = 0$. As sucessivas posições dos ciclones entre o $lag = -10$ dias e o $lag = 0$ mostram-se exatamente opostas às apresentadas nos casos dos EIR. Nesse caso, os ciclones podem ser associados aos EIE considerando os resultados de Godfred-Spenning e Simmonds (1996), que encontraram correlações positivas entre o gelo marinho de inverno em Ross e os ciclones na região. Assim, as áreas localizadas em longitudes mais próximas ao centro do mar de Ross nos $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias poderiam estar associadas a maiores extensões do gelo marinho. A ação dos ciclones nas longitudes mais centrais de Ross poderiam advectar gelo marinho para regiões mais a oeste de Ross. No $lag = 0$, as maiores extensões do gelo marinho estariam na parte oeste do mar de Ross, devido à advecção do gelo pela ação dos ciclones. Essa hipótese também é concordante com os resultados de Streten e Pike (1980) que sugerem que alta atividade ciclônica poderia realçar o giro de

Ross. Considerando um z de corte unilateral de $\pm 1,28$ para um nível de significância de 90%, a tabela 7.2 mostra que todos os resultados, exceto para a mediana e para q75 no $lag = -10$ dias em relação ao $lag = 0$ foram estatisticamente significativos.

Tabela 7.1: Análise estatística da longitude inicial dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991), durante períodos de EIR e *MJO0*.

Longitude inicial (°)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	183,4	177,23	179,08	-1,25	0,63
Mediana	181,79	178,22	180,77	0,25	-1,03
Q25	162,34	155,55	156,52	10,41	10,99
Q75	202,46	193,62	196,39	1,32	10,99

Tabela 7.2: Análise estatística da longitude inicial dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991), durante períodos de EIE e *MJO0*.

Longitude inicial (°)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	181,65	185,53	177,35	-1,97	-3,97
Mediana	184,59	190,78	175,41	0,25	-1,03
Q25	165,23	166,98	155,18	10,97	11,68
Q75	198,27	204,84	196,11	1,15	3,09

As tabelas 7.3 e 7.4 mostram as características estatísticas da distribuição do máximo deslocamento para norte dos ciclones em períodos de EIR (tabela 7.3), EIE (tabela 7.4) e *MJO0*. As características estatísticas do máximo deslocamento norte dos ciclones para períodos de EIR mostram que os ciclones se apresentaram mais para norte no $lag = 0$ quando comparados com as latitudes apresentadas no $lag = -10$ dias. Em alguns casos, os ciclones tendem a migrar mais para sul entre os $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias. De certa forma, esses resultados concordam com Pezza *et al.* (2008) que mostram que a contração do gelo marinho parece acompanhada por um deslocamento local para sul dos ciclones. A contração do gelo marinho em alguns casos ocorreria entre os $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias. Os autores sugerem ainda que a retração do gelo seria associada a uma diminuição no gradiente meridional de pressão, levando a um aumento da densidade dos ciclones em latitudes médias por conservação de massa. Assim, a resposta para a provável contração do gelo no $lag = -5$ dias poderia ser associada com a tendência de migração dos ciclones mais para norte, como observado no $lag = 0$. Considerando um z de corte unilateral de $\pm 1,28$ para um nível de significância de 90%, a tabela 7.3 mostra que todos os resultados para q25 e q75 foram estatisticamente significativos.

Nos períodos de EIE, as características estatísticas do máximo deslocamento para norte dos ciclones mostram que os ciclones se apresentaram em latitudes mais para o norte no $lag = -10$ dias,

deslocando-se, no geral, mais para o sul no $lag = 0$ (exceto para q25). A tendência no deslocamento para sul dos ciclones entre o $lag = -10$ dias e o $lag = 0$ nos EIE pode ser associado a uma maior concentração de ciclones em latitudes próximas a borda do gelo marinho. Essa variabilidade de deslocamento para sul dos ciclones é mais claramente observada nos q75, onde os ciclones que se apresentavam em latitudes médias descendem alguns graus em direção às latitudes mais altas. Entretanto, considerando um z de corte unilateral de $\pm 1,28$ para um nível de significância de 90%, a tabela 7.4 mostra que somente houve significância estatística nos resultados para a média e q75 no $lag = -10$ dias em relação ao $lag = 0$ e para q25.

Tabela 7.3: Análise estatística da latitude máxima dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e *MJO0*.

Máxima latitude (°)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	-58,96	-59,15	-56,97	1,03	1,19
Mediana	-61,19	-63,29	-60,99	-0,25	1,03
Q25	-69,07	-70,3	-65,35	1,32	10,46
Q75	-45,66	-44,54	-42,9	10,71	10,46

Tabela 7.4: Análise estatística da latitude máxima dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e *MJO0*.

Máxima latitude (°)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	-56,42	-58,95	-58,26	-1,49	0,58
Mediana	-60,07	-60,97	-60,44	0,25	-1,03
Q25	-64,78	-66,97	-64,27	1,44	1,48
Q75	-43,78	-48,6	-48,93	1,73	0,13

As tabelas 7.5 e 7.6 mostram as características estatísticas da distribuição da pressão inicial dos ciclones em períodos de EIR (tabela 7.5), EIE (tabela 7.6) e *MJO0*. Nessa análise, deseja-se associar a intensidade dos ciclones de acordo com a pressão assumindo-se que quanto menor a pressão dos ciclones maior a intensidade dos ventos e vice-versa. No geral, as propriedades estatísticas das pressões iniciais dos ciclones mostram que nos períodos de EIR os ciclones apresentaram tendências para pressões mais altas no $lag = 0$ em relação ao $lag = -10$ dias para casos de *MJO0* (exceto para q25). Esses resultados seriam um indicativo que, no geral, a atividade ciclônica durante o $lag = 0$ seria reduzida em relação aos $lag = -10$ dias. Como dito anteriormente, o gelo marinho em Ross correlaciona-se positivamente com os ciclones na região de Ross (Godfred-Spenning e Simmonds 1996). Assim, um enfraquecimento dos ciclones durante os períodos de $lag = 0$ dos EIR parece

coerente. Em contrapartida, tendências de menores pressões no $lag = -10$ dias indicam que uma intensificação dos ciclones se relacionou com os períodos anteriores aos EIR. As análises das características estatísticas da longitude inicial dos ciclones (tabela 7.1) sugeriram que o gelo marinho provavelmente é advectado para regiões mais para oeste de Ross gradativamente pelos ciclones, entre os $lag = -10$ dias e $lag = 0$. Assim, menos gelo sobre Ross parece estar relacionado com ciclones menos intensos (ventos mais fracos), como observado no $lag = 0$ nos períodos de EIR. Contudo, o teste z mostra significância estatística somente para a mediana e q75, e para q25 no $lag = -10$ dias em relação ao $lag = 0$.

No geral, as propriedades estatísticas das pressões iniciais dos ciclones mostram que nos períodos de EIE e *MJO0*, as pressões iniciais dos ciclones apresentavam-se mais altas no $lag = -10$ dias, tornando-se mais baixas no $lag = -5$ dias e voltando a ser mais altas no $lag = 0$. Assim, a intensidade dos ciclones, no geral, tendeu a ser mais alta no $lag = -5$ dias, diminuindo no $lag = 0$. Os resultados das características estatísticas da longitude inicial dos ciclones (tabela 7.2) sugerem que no $lag = -5$ dias os ciclones tenderam a posicionar-se em longitudes mais centrais sobre Ross e, no $lag = 0$, os ciclones tenderam a deslocar-se mais para a parte oeste de Ross. A partir desses resultados, foi sugerido que, provavelmente, maiores extensões do gelo se encontravam mais centrais sobre Ross nos $lag = -5$ dias, passando para posições mais para oeste no $lag = 0$. Consequentemente, maiores atividades dos ciclones sobre Ross no $lag = -5$ dias poderiam estar associadas a posições mais centrais das maiores extensões do gelo marinho durante o $lag = -5$ dias dos períodos de EIE. O teste z mostra significância estatística para a média, mediana e q25 no $lag = -5$ dias em relação ao $lag = 0$, e para q75.

Tabela 7.5: Análise estatística da pressão inicial dos ciclones (em hPa) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e *MJO0*.

Pressão inicial (hPa)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	984,03	985,35	985,33	0,60	-0,01
Mediana	984,01	984,91	987,43	2,54	1,48
Q25	975,57	977,25	973,31	10,12	-0,59
Q75	992,7	994,23	996,02	10,12	10,72

Tabela 7.6: Análise estatística da pressão inicial dos ciclones (em hPa) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e *MJO0*.

Pressão inicial (hPa)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	984,36	982,84	985,96	1,21	2,35
Mediana	983,91	980,01	983,62	0,25	1,86
Q25	975,03	975,1	976,21	0,87	1,48
Q75	995,67	989,58	997,72	10,10	12,75

As tabelas 7.7 e 7.8 mostram as propriedades estatísticas da duração dos ciclones em períodos de EIR (tabela 7.7) e EIE (tabela 7.8) para *MJO0*. As características estatísticas da duração dos ciclones para períodos de EIR mostram que, no geral, os ciclones aumentam gradativamente a sua duração entre os lag = -10 dias e o lag = 0. Nesse caso, o teste z mostra que não houve significância estatística somente para a mediana no lag = -5 dias em relação ao lag = 0. No caso do q25, o teste estatístico não foi considerado por não haver diferenças entre os valores das variáveis para os diferentes lags.

Como no caso dos EIR, as características estatísticas da duração dos ciclones para períodos de EIE mostram que a duração dos mesmos também é maior no lag = 0 em comparação com os lag = -10 dias e lag = -5 dias. O teste z mostra significância estatística ao nível de 90% em todas as variáveis em análise.

Tabela 7.7: Análise estatística da duração dos ciclones (em horas) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e *MJO0*.

Duração (horas)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	37	40	48	2,36	1,86
Mediana	30	30	36	1,69	0,46
Q25	18	18	18	-	-
Q75	48	54	66	11,50	12,75

Tabela 7.8: Análise estatística da duração dos ciclones (em horas) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e *MJO0*.

Duração (horas)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	39	35	52	4,08	5,09
Mediana	24	30	45	2,75	4,88
Q25	18	18	24	2,67	4,26
Q75	56	36	72	11,55	13,02

7.2. Propriedades dos ciclones em períodos de *MJO*

As tabelas 7.9 e 7.10 mostram as características estatísticas da distribuição da longitude inicial dos ciclones em períodos de EIR (tabela 7.9), EIE (tabela 7.10) e *MJO*. Pelos valores das variáveis

estatísticas dos ciclones nos EIR observa-se que, no geral, a longitude inicial dos ciclones nos EIR apresentou-se mais para leste (mais centralizados sobre Ross) no $lag = -10$ dias do que no $lag = -5$ dias. Nos períodos dados pelo $lag = -5$ dias, observa-se que há uma tendência de deslocamento dos ciclones para oeste em relação ao $lag = -10$ dias, e posteriormente os ciclones tendem para posições mais para leste novamente no $lag = 0$. Com isso, esses resultados se assemelham aos resultados observados em períodos de *MJO0* (tabela 7.1), tendo sido sugerido que os períodos de $lag = -10$ dias estariam associados com os ciclones mais centralizados sobre Ross, no geral, advectando gelo mais para oeste. No $lag = -5$ dias, os ciclones tendem a se posicionarem mais para oeste, advectando gelo marinho para regiões supostamente mais próximas ao limite oeste de Ross. Finalmente no $lag = 0$, os ciclones tendem a retornar para posições mais centralizadas sobre o mar de Ross. Assim, sugere-se que os EIR tenham sido modulados pelo processo de advecção do gelo marinho para regiões mais próximas ao limite oeste do mar de Ross. Entretanto, considerando um z de corte unilateral de $\pm 1,28$ para um nível de significância de 90%, a tabela 7.9 mostra que houve significância estatística somente para q25 e para q75 no $lag = -5$ dias em relação ao $lag = 0$.

Os resultados das propriedades estatísticas dos ciclones em períodos de EIE e *MJO* também se assemelham aos resultados obtidos em períodos de *MJO0* (tabela 7.2). Nos $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias, os ciclones tendem a posições mais centralizadas sobre Ross, passando para longitudes mais para oeste no $lag = 0$. As sucessivas posições dos ciclones entre o $lag = -10$ dias e o $lag = 0$ mostram-se exatamente opostas às apresentadas nos casos dos EIR. Como já mencionado anteriormente, existem correlações positivas entre o gelo marinho de inverno em Ross e os ciclones na região (Godfred-Spenning e Simmonds, 1996). Assim, as áreas localizadas em longitudes mais próximas ao centro do mar de Ross nos $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias poderiam estar associadas a maiores extensões do gelo marinho. A ação dos ciclones nas longitudes mais centrais de Ross poderiam advectar gelo marinho para regiões mais a oeste de Ross. No $lag = 0$, as maiores extensões do gelo marinho estariam na parte oeste do mar de Ross, devido à advecção do gelo pela ação dos ciclones. O teste z mostra significância estatística para q25 e q75, e para a média no $lag = -5$ dias em relação ao $lag = 0$.

Tabela 7.9: Análise estatística da longitude inicial dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991), durante períodos de EIR e *MJO*.

Longitude inicial (°)	<i>Lag</i> = -10 dias	<i>Lag</i> = -5 dias	<i>Lag</i> = 0	<i>z</i> * (<i>Lag</i> = -10 dias)	<i>z</i> * (<i>Lag</i> = -5 dias)
Média	180,56	176,89	179	-0,49	0,66
Mediana	180,39	177,37	179,99	0,44	0,35
Q25	160,16	157,96	156,94	13,37	13,47
Q75	197,8	192,42	195,18	0,15	14,68

Tabela 7.10: Análise estatística da longitude inicial dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991), durante períodos de EIE e *MJO*.

Longitude inicial (°)	<i>Lag</i> = -10 dias	<i>Lag</i> = -5 dias	<i>Lag</i> = 0	<i>z</i> * (<i>Lag</i> = -10 dias)	<i>z</i> * (<i>Lag</i> = -5 dias)
Média	180,79	184,34	178,25	-0,78	-2,18
Mediana	181,31	187,24	177,79	0,25	-1,03
Q25	162,74	163,62	156,94	14,49	14,54
Q75	196,72	201,08	196,38	12,25	9,68

As tabelas 7.11 e 7.12 mostram as características estatísticas da distribuição do máximo deslocamento para norte dos ciclones em períodos de EIR (tabela 7.11), EIE (tabela 7.12) e *MJO*. As características estatísticas do máximo deslocamento norte dos ciclones para períodos de EIR mostram que, no geral, os ciclones se apresentaram mais para norte no *lag* = 0 quando comparados com as latitudes no *lag* = -10 dias. Esses resultados se assemelham aos encontrados para períodos de *MJO* (tabela 7.3). Pezza *et al.* (2008) sugerem que a retração do gelo seria associada a uma diminuição no gradiente meridional de pressão, levando a um aumento da densidade dos ciclones em latitudes médias por conservação de massa. Nessas análises, o teste *z* mostra significância estatística para q75 e para q25 nos *lag* = -10 dias em relação ao *lag* = 0.

Nos períodos de EIE, as características estatísticas do máximo deslocamento para norte dos ciclones mostram que os ciclones se apresentaram em latitudes mais para o norte no *lag* = -10 dias, tendendo para posições mais para o sul no *lag* = 0 (exceto para q25). Entre os *lag* = -10 dias e *lag* = -5 dias, observa-se que os ciclones tendem a se deslocarem mais para o norte no *lag* = -5 dias, retornando para posições mais para o sul no *lag* = 0. Esses resultados assemelham-se aos encontrados nos períodos de *MJO* (tabela 7.4). O deslocamento para sul dos ciclones entre o *lag* = -10 dias e o *lag* = 0 nos EIE pode ser associado a uma maior concentração de ciclones em latitudes próximas a borda do gelo marinho. Entretanto, o teste *z* não mostra significância nos casos analisados.

Tabela 7.11: Análise estatística da latitude máxima dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e *MJO*.

Máxima latitude (°)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	-59,43	-58,63	-57,7	1,01	0,56
Mediana	-61,55	-61,28	-60,33	-0,25	1,03
Q25	-67,34	-66,6	-65,63	1,78	0,71
Q75	-48,91	-48,12	-45,81	14,59	14,08

Tabela 7.12: Análise estatística da latitude máxima dos ciclones (em graus) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e *MJO*.

Máxima latitude (°)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	-58,05	-57,91	-58,6	-0,44	-0,50
Mediana	-60,8	-59,48	-61,18	0,25	-1,03
Q25	-66,38	-66,45	-65,94	0,20	1,05
Q75	-47,46	-44	-47,65	0,20	1,05

As tabelas 7.13 e 7.14 mostram as características estatísticas da distribuição da pressão inicial dos ciclones em períodos de EIR (tabela 7.13), EIE (tabela 7.14) e *MJO*. No geral, as propriedades estatísticas das pressões iniciais dos ciclones mostram que nos períodos de EIR os ciclones apresentaram pressões mais altas no *lag* = 0 em relação aos *lag* = -5 dias e *lag* = -10 dias. Esses resultados sugerem que, no geral, a intensidade dos ciclones durante o *lag* = 0 seria reduzida em relação aos *lag* = -10 dias e *lag* = -5 dias, como também observado nos períodos de *MJO*. Sabendo-se que o gelo marinho em Ross correlaciona-se positivamente com os ciclones na região (Godfred-Spenning e Simmonds, 1996), uma menor intensidade dos ciclones durante os períodos de *lag* = 0 dos EIR é coerente. O teste *z* mostra significância estatística para todas as variáveis analisadas.

No geral, as propriedades estatísticas das pressões iniciais dos ciclones mostram que nos períodos de EIE e *MJO*, as pressões iniciais dos ciclones apresentavam-se mais altas no *lag* = -10 dias, tendendo para valores mais baixos no *lag* = -5 dias e voltando a ser mais alta no *lag* = 0. Assim, a intensidade dos ciclones tendeu a ser mais alta no *lag* = -5 dias, diminuindo no *lag* = 0. Esses resultados mostram-se semelhantes aos observados nos casos de *MJO*. Os resultados das características estatísticas da longitude inicial dos ciclones sugerem que no *lag* = -5 dias os ciclones tenderam a posicionar-se em longitudes mais centrais sobre Ross e, no *lag* = 0, os ciclones tenderam a deslocar-se mais para a parte oeste de Ross. A partir desses resultados, foi sugerido que, provavelmente, maiores extensões do gelo se encontravam mais centrais sobre Ross nos *lag* = - 5 dias, passando para posições mais para oeste no *lag* = 0. Consequentemente, ciclones mais intensos sobre Ross no *lag* = -5 dias poderiam estar associadas a posições mais centrais das maiores extensões do gelo

marinho durante o $lag = -5$ dias dos períodos de EIE. O teste z mostra significância estatística somente para $q75$ no $lag = -10$ dias em relação ao $lag = 0$.

Tabela 7.13: Análise estatística da pressão inicial dos ciclones (em hPa) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e *MJO*.

Pressão inicial (hPa)	<i>Lag</i> = -10 dias	<i>Lag</i> = -5 dias	<i>Lag</i> = 0	z^* (<i>Lag</i> = -10 dias)	z^* (<i>Lag</i> = -5 dias)
Média	983,78	981,77	986,35	1,28	2,43
Mediana	982,75	981,75	986,43	2,03	2,63
Q25	974,69	972,28	977,68	2,19	3,34
Q75	991,5	991,16	995,37	15,20	16,31

Tabela 7.14: Análise estatística da pressão inicial dos ciclones (em hPa) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e *MJO*.

Pressão inicial (hPa)	<i>Lag</i> = -10 dias	<i>Lag</i> = -5 dias	<i>Lag</i> = 0	z^* (<i>Lag</i> = -10 dias)	z^* (<i>Lag</i> = -5 dias)
Média	985,36	984,22	984,75	-0,41	0,34
Mediana	986,15	983,18	984,04	1,06	0,29
Q25	974,1	972,67	975,23	0,41	0,61
Q75	996,14	994,79	993,05	2,04	0,83

As tabelas 7.15 e 7.16 mostram as propriedades estatísticas da duração dos ciclones em períodos de EIR (tabela 7.15), EIE (tabela 7.16) e *MJO*. As características estatísticas da duração dos ciclones para períodos de EIR mostram que, no geral, os ciclones aumentam gradativamente a sua duração entre os $lag = -10$ dias e o $lag = 0$. Assim como no caso dos EIR, as características estatísticas da duração dos ciclones para períodos de EIE mostram que a duração dos mesmos também é maior no $lag = 0$ em comparação com os $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias. Todos esses resultados condizem com os observados nos períodos de *MJO*. Em todos os casos, o teste z mostra significância estatística.

Tabela 7.15: Análise estatística da duração dos ciclones (em horas) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIR e *MJO*.

Duração (horas)	<i>Lag</i> = -10 dias	<i>Lag</i> = -5 dias	<i>Lag</i> = 0	z^* (<i>Lag</i> = -10 dias)	z^* (<i>Lag</i> = -5 dias)
Média	35	37	54	3,89	3,90
Mediana	30	30	42	7,30	4,13
Q25	18	18	24	3,36	3,03
Q75	42	51	77	19,59	18,46

Tabela 7.16: Análise estatística da duração dos ciclones (em horas) ocorridos sobre o mar de Ross e obtidos pelo método de Murray e Simmonds (1991) durante períodos de EIE e MJO.

Duração (horas)	Lag = -10 dias	Lag = -5 dias	Lag = 0	z^* (Lag = -10 dias)	z^* (Lag = -5 dias)
Média	37	37	47	3,07	3,13
Mediana	30	30	36	2,66	2,04
Q25	18	18	24	3,71	2,36
Q75	48	48	60	15,18	14,02

Uma conclusão geral que se chega a partir das análises feitas neste capítulo de acordo com as propriedades estatísticas da longitude de origem, máxima latitude, pressão de origem e duração do ciclo de vida dos ciclones é que na maioria dos casos se observa alguma diferença nas propriedades citadas quando se comparam períodos anteriores aos EIG ($lag = -10$ dias, $lag = -5$ dias) e períodos de EIG ($lag = 0$). Diferenças nas propriedades dos ciclones entre períodos de MJO0 e MJO não são claras. Entretanto, períodos ativos da MJO são relacionados com uma maior quantidade de ciclones sobre o mar de Ross.

No geral, as propriedades estatísticas das pressões iniciais dos ciclones mostram que nos períodos de EIR, a intensidade dos ciclones durante o $lag = 0$ foi menor do que em relação aos $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias. Segundo Godfred-Spenning e Simmonds (1996), o gelo marinho em Ross correlaciona-se positivamente com os ciclones na região. Assim, ciclones menos intensos durante os períodos de $lag = 0$ dos EIR seria coerente com estes estudos prévios. As análises das características estatísticas da longitude inicial dos ciclones sugerem que o gelo marinho provavelmente é advectado pelos ciclones gradativamente para regiões mais para oeste de Ross entre os $lag = -10$ dias e $lag = 0$. Essa hipótese foi baseada nos trabalhos de Streten e Pike (1980) e Parkinson e Cavalieri (1982). Assim, menos gelo sobre Ross no $lag = 0$ implica em menores atividades ciclônicas, como observado.

Nos períodos de EIE, as pressões iniciais dos ciclones apresentaram-se mais altas no $lag = -10$ dias, tornando-se mais baixas no $lag = -5$ dias e voltando a ser mais alta no $lag = 0$. Assim, pode-se inferir que a atividade dos ciclones, no geral, foi mais alta no $lag = -5$ dias, diminuindo no $lag = 0$. Os resultados das características estatísticas da longitude inicial dos ciclones sugerem que no $lag = -5$ dias os ciclones tenderam a posicionar-se em longitudes mais centrais sobre Ross e, no $lag = 0$, os ciclones tenderam a deslocar-se mais para a parte oeste de Ross. Esses resultados sugerem que maiores extensões do gelo se encontravam mais centrais sobre Ross nos $lag = -5$ dias, passando para posições mais para oeste no $lag = 0$. Consequentemente, ciclones mais intensos sobre Ross poderiam estar associados a posições mais centrais das maiores extensões do gelo marinho durante o $lag = -5$ dias nos períodos de EIE.

As distribuições de frequência do deslocamento mais para norte dos ciclones mostram que, no geral, nos períodos de EIR os ciclones apresentaram-se mais para o sul nos $lag = -10$ dias quando comparados com o $lag = 0$. Em alguns casos no $lag = -5$ dias, observa-se uma tendência de deslocamento dos ciclones mais para o sul, com um deslocamento posterior dos ciclones mais para o norte no $lag = 0$. De certa forma, esse resultado concorda com os resultados de Pezza *et al.* (2008) que mostram que a contração do gelo marinho parece acompanhada por um deslocamento local dos ciclones para sul. A contração do gelo marinho nesse caso ocorreria entre os $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias. Os autores sugerem ainda que a contração do gelo causaria uma diminuição no gradiente meridional de pressão, levando a um aumento da densidade dos ciclones em latitudes médias por conservação de massa. Assim, a resposta para a possível retração do gelo no $lag = -5$ dias poderia ser associada com a migração dos ciclones mais para norte, como observado no $lag = 0$.

Nos períodos de EIE, as características estatísticas do máximo deslocamento para norte dos ciclones mostram que os ciclones se apresentaram em latitudes mais para o norte no $lag = -10$ dias, deslocando-se, no geral, mais para o sul no $lag = 0$ (exceto para q25). O deslocamento para sul dos ciclones entre o $lag = -10$ dias e o $lag = 0$ nos EIE pode ser associado a uma maior concentração de ciclones em latitudes mais próximas bordas do gelo marinho.

Independente da fase dos EIG e da atividade da *MJO*, as análises da duração dos ciclones mostraram uma clara conexão entre a duração dos ciclones e os EIG, visto que as maiores durações dos ciclones se apresentem justamente no $lag = 0$.

8. Estudo de caso em análises dos eventos EIR e EIE mais persistentes (supercasos)

Neste item, deseja-se estudar de forma quantitativa os padrões encontrados no item 6 deste trabalho por análises de supercasos. O critério para a seleção dos casos extremos, como dito anteriormente, foi baseado na persistência dos mesmos. Nesta análise, os eventos foram classificados como persistentes quando apresentaram duração igual ou acima de 2 dias consecutivos. Foram selecionados os casos mais persistentes (ou supercasos), tanto para os eventos de EIR como para os eventos de EIE. Casos que foram iniciados no mês de maio e persistiram até junho e casos que foram iniciados em agosto e persistiram até setembro foram considerados. A figura 8.1a mostra a persistência (em dias) dos eventos de EIR entre 1989 – 2007, num total de 40 casos extremos com persistência acima de 2 dias. O evento extremo com maior persistência teve duração de 34 dias e iniciou-se em um período de fase ativa da *MJO*. Tal evento teve início no dia 18/05/1991 e término no dia 20/06/1991. Com o auxílio da classificação da *MJO* definida no item 4, dada por sua localização espaço-temporal ao longo dos trópicos (diagrama longitude x tempo), observou-se que o evento mais persistente de EIR iniciou-se na fase *MJO1*. Com o passar do tempo, observa-se a propagação para leste da *MJO*, onde estiveram inseridas dentro deste evento as fases *MJO2*, *MJO3*, *MJO4*, *MJO5* e *MJO6*, *MJO7* e *MJO8*. Já o segundo evento EIR mais persistente esteve totalmente associado com períodos inativos da *MJO* (*MJO0*). O evento em questão iniciou-se no dia 08/08/2005 e terminou no dia 06/09/2005, totalizando 30 dias.

A figura 8.1b mostra a duração (em dias) dos eventos persistentes de EIE entre 1989 – 2007. Neste caso, foram observados 37 casos de eventos de EIE para o período em análise. O evento extremo de EIE mais persistente teve duração de 26 dias, início em 26/05/2007 e fim em 20/06/2007. O evento em questão esteve integralmente inserido em períodos ativos da *MJO*, iniciando-se durante a fase *MJO1* e terminando na fase *MJO5*. Já o segundo evento de EIE mais persistente esteve inserido dentro de fases ativas e inativas da *MJO*. Tal evento teve duração de 25 dias, início no dia 09/06/1989 e término no dia 03/07/1989. O evento iniciou-se dentro de um período inativo da *MJO* (*MJO0*), se mantendo inserido dentro da fase *MJO0* até o dia 25/06/1989. Após essa data, o evento em questão esteve associado à fase *MJO1* entre os dias 26/06/1989 e 29/06/1989; e à fase *MJO2* entre os dias 20/06/1989 e 03/07/1989.

Nos itens que se seguem (8.1 e 8.2), serão analisados os supercasos que ocorreram antes e depois de 1993. Essa distinção foi realizada devido à análise das correntes superficiais em médias

latitudes relacionadas aos supercasos. Os dados de corrente, que foram utilizados nas análises do item 8.3, estão disponíveis somente a partir de 1993.

Figura 8.1: Persistência (em dias) dos eventos extremos intrasazonais de (a) retração (EIR) e (b) expansão (EIE) da extensão do gelo marinho no mar de Ross.

8.1. Relação entre as anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em baixos níveis e o bombeamento de Ekman durante os supercasos de EIG que ocorreram antes de 1993

A figura 8.2 mostra a associação entre w_{IS} e a circulação atmosférica em baixos níveis (850 hPa) para o evento EIR mais persistente dentro do período de 1989 - 2007. O evento em questão teve uma duração de 34 dias e se estendeu desde 18/05/1991 até 20/06/1991. Em primeira instância, um padrão de onda pode ser identificado pelas anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em 850 hPa através dos sucessivos giros ciclônicos e anti-ciclônicos, sendo este o trem de ondas intrasazonal de latitudes médias (*e.g.* Lima e Carvalho, 2008).

A figura 8.2a mostra as configurações de w_{IS} e dos ventos ao nível de 850 hPa para 2 pêntadas anteriores ao dia do supercaso de EIR observado ($lag = -2$ pêntadas). Na figura, pode-se observar uma anomalia anti-ciclônica associada à subsidência (w_{IS} negativo) abrangendo o mar de Ross (centrado em $180^\circ E$) e a região logo ao norte do mesmo (em latitudes médias). Observa-se ainda na figura 8.2a um giro ciclônico a oeste do mar de Ross associado à ressurgência (w_{IS} positivo) na proporção de $0,3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e advecção de norte (quente) na parte oeste do mar de Ross que propicia a ocorrência dos EIR. Já nas figuras 8.2b ($lag = -1$ pêntada), 8.2c (primeira pêntada dentro do $lag = 0$) e 8.2d (segunda pêntada dentro do $lag = 0$) pode-se observar a propagação da onda intrasazonal para leste, onde a anomalia ciclônica e a ressurgência na proporção de $0,3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ observadas anteriormente na porção oeste de Ross (na figura 8.2a) assumem uma nova localização que abrange a região sobre o mar de Ross e uma parte ao norte do mesmo. Esse padrão de onda de escala intrasazonal associado aos EIR e que se propaga para leste com o tempo também é observado nas análises de Lima (2007) e Lima e Carvalho (2008). Nessas figuras, observam-se ainda anomalias do vento associadas à advecção quente sobre todo o mar de Ross, na ordem de $0,4 - 1 \text{ m s}^{-1}$, devido ao giro ciclônico, propiciando os EIR. Lima (2007) e Lima e Carvalho (2008) descrevem que advecção quente geralmente é associada aos dias precedentes aos EIR.

Na figura 8.2e (terceira pêntada dentro $lag = 0$) e na quarta pêntada dentro do $lag = 0$ (não mostrado), observa-se uma tendência na inversão dos padrões de anomalias ciclônicas para anti-ciclônicas, e w_{IS} tendendo a ficar negativo. Entretanto, na quinta pêntada dentro do $lag = 0$ e na sexta pêntada dentro do $lag = 0$ (não mostradas) observa-se novamente o estabelecimento de anomalias ciclônicas e ressurgência na proporção de $0,3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ sobre o mar de Ross e ao norte do mesmo. As anomalias citadas enfraquecem na próxima pêntada e mudam de sinal nas pêntadas subsequentes (não mostradas).

w_{IS} e anomalia intrasazonal da circulação atmosférica em 850 hPa para o período de EIR mais persistente
(a) $Lag = -2$ pêntadas

Figura 8.2: Anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em 850 hPa (vetores) e anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman w_{IS} (em cores) para o período mais persistente dos eventos extremos intrasazonais de retração (EIR) do gelo marinho no mar de Ross. São apresentadas as figuras para (a) 2, e (b) 1 pântada(s) anteriores aos dias do EIR e (c) 1, (d) 2 e (e) 3 pântada(s) dentro do período que compreende a ocorrência dos EIR. A escala dos vetores é de 5:1 (5 mm equivale a 1m s^{-1}).

A figura 8.3 mostra os padrões de w_{IS} e da circulação atmosférica em 850 hPa para o segundo supercaso de EIE mais persistente dentro do período de 1989 - 2007. O evento em questão teve uma duração de 25 dias e se estendeu desde 09/06/1989 até 03/07/1989. Na figura 8.3a ($lag = -5$ pântadas)

um fluxo com tendência anti-ciclônica é observado sobre o mar de Ross e ao norte do mesmo. Já nas figuras 8.3b ($lag = -4$ pântadas), 8.3c ($lag = -3$ pântadas) e 8.3d ($lag = -2$ pântadas) observa-se a intensificação da anomalia anti-ciclônica associada à w_{IS} negativo (subsidiência) na proporção de $-0,3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ao norte de Ross (em latitudes médias). As anomalias se propagam para leste com o passar das pântadas, indicando a propagação da onda intrasazonal (identificado por giros ciclônicos e anti-ciclônicos na figura 8.3). Nas mesmas figuras, observa-se ainda subsidiência na proporção de $-0,1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ na região de aproximadamente 70°S . Na figura 8.3e ($lag = -1$ pântada) observa-se o estabelecimento de uma anomalia ciclônica ao norte do mar de Ross e ressurgência na mesma região na proporção de $0,1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Entretanto, advecção fria sobre o mar de Ross na ordem de $0,1 - 0,4 \text{ m s}^{-1}$ e um aumento na área de subsidiência na proporção de $-0,1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ nas latitudes de aproximadamente 70°S são observados. Lima (2007) e Lima e Carvalho (2008) mostram que advecção fria geralmente é observada entre 10 e 5 dias precedentes aos períodos de EIE. Já nas primeira e segunda pântadas dentro do período de ocorrência do supercaso de EIE (não mostrado) observa-se a gradativa intensificação da anomalia ciclônica e de w_{IS} ao norte do mar de Ross. Com a evolução temporal, a anomalia ciclônica sobre Ross é enfraquecida, e uma anomalia anti-ciclônica volta a aparecer no final do supercaso de EIE (não mostrado).

w_{IS} e anomalia intrasazonal da circulação atmosférica em 850 hPa para o segundo período de EIE mais persistente

(a) $Lag = -5$ pântadas

(b) $Lag = -4$ pântadas

Figura 8.3: Anomalias intrasazonais da circulao atmosfrica em 850 hPa (vetores) e anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman w_{IS} (em cores) para o segundo perodo mais persistente dos eventos extremos intrasazonais de expanso (EIE) do gelo marinho no mar de Ross. So apresentadas as figuras para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pntada(s) anteriores aos dias do EIE. A escala dos vetores de 5:1 (5 mm equivale a 1 m s^{-1}).

8.2. Relao entre as anomalias intrasazonais da circulao atmosfrica em baixos nveis e o bombeamento de Ekman durante os supercasos de EIG que ocorreram depois de 1993

As anlises a seguir mostram os padres anmalos intrasazonais da circulao atmosfrica em baixos nveis associadas s anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman ocenico. Neste item, so analisados os supercasos que ocorreram aps o ano de 1993 com o objetivo de associar essas anlises com as anlises das anomalias do divergente das correntes superficiais do item 8.3 (os dados de correntes superficiais encontram-se disponveis somente a partir de 1993).

A figura 8.4 mostra a evolução temporal da resposta do oceano a forçante atmosférica para o segundo evento de EIR mais persistente dentro do período de 1989 - 2007. O evento em questão teve uma duração de 30 dias e se estendeu desde 08/08/2005 até 06/09/2005. Na figura 8.4a, que representa 5 pêntadas anteriores ao início do supercaso ($lag = -5$ pêntadas), observa-se uma grande anomalia ciclônica em baixos níveis ocorrendo em latitudes médias (entre aproximadamente 30°S e 60°S) ao norte do mar de Ross (aproximadamente entre 135°E e 135°W). Além dessas anomalias citadas, outras anomalias ciclônicas e anti-ciclônicas são observadas circumpolarmente e em latitudes médias, caracterizando o trem de ondas intrasazonal ou *PSA* intrasazonal (Ghil e Mo 1991; Lau *et al.* 1994, Mo e Paegle 2001, Lima e Carvalho 2008). Na mesma figura e na figura 8.4b ($lag = -4$ pêntadas), observa-se a resposta oceânica associada a essa forçante atmosférica, ou seja, w_{IS} positivo ou ressurgência na proporção de $0,1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ na região que compreende a posição da borda do gelo marinho do mar de Ross durante o inverno (aproximadamente 60°S); região essa influenciada pela porção sul do giro ciclônico visto na figura 8.4a. Ainda na figura 8.4b, observa-se o enfraquecimento do giro ciclônico observado na figura 8.4a devido à propagação para leste da onda. Na figura 8.4c ($lag = -3$ pêntadas), observa-se uma circulação atmosférica ao norte do mar de Ross (em latitudes médias) com direção aproximadamente meridional e de norte, o que poderia influenciar a ocorrência do supercaso de EIR devido à advecção de ar mais quente sobre o campo de gelo marinho de Ross. Na mesma figura, observa-se que w_{IS} mostra-se na iminência de uma mudança de sinal. Já nas figuras 8.4d ($lag = -2$ pêntadas) e 8.4e ($lag = -1$ pêntada), observa-se a inversão dos padrões de circulação atmosférica ao norte do mar de Ross em relação aos observados anteriormente nas figura 8.4a e 8.4b, com a configuração de um grande giro anti-ciclônico na região em questão. Observa-se ainda a configuração de w_{IS} negativo (subsistência) na região central dos giros anti-ciclônicos em ambas as figuras. Nas mesmas figuras, observa-se ainda advecção quente na ordem de $0,4 - 1 \text{ m s}^{-1}$ que pode estar associada aos EIR. Ressurgência na proporção de $0,1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ na região limite do gelo marinho em Ross (aproximadamente 60°S) também é observada na figura 8.4e. Já nas próximas 2 pêntadas dentro do período de observação dos EIR (não mostrado), observa-se o enfraquecimento dos giros anti-ciclônicos, indicando a gradativa propagação para leste do trem de ondas.

w_{IS} e anomalia intrasazonal da circulação atmosférica em 850 hPa para o segundo período de EIR mais persistente
(a) $Lag = -5$ pântadas

(b) $Lag = -4$ pântadas

(c) $Lag = -3$ pântadas

(d) $Lag = -2$ pântadas

Figura 8.4: Anomalias intrasazonais da circulao atmosfrica em 850 hPa (vetores) e anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman w_{IS} (em cores) para o segundo perodo mais persistente dos eventos extremos intrasazonais de retrao (EIR) do gelo marinho no mar de Ross. So apresentadas as figuras para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pntada(s) anteriores aos dias do EIR. A escala dos vetores de 5:1 (5 mm equivale a 1 m s⁻¹).

A figura 8.5 mostra a evoluo temporal de w_{IS} associado circulao atmosfrica em baixos nveis (850 hPa) para o evento EIE mais persistente dentro do perodo em anlise (1989 - 2007). O evento em questo teve durao de 26 dias, inicializando-se em 26/05/2007 e persistindo at 20/06/2007. Em 4 pntadas anteriores ao incio do supercaso de EIE ou $lag = -4$ pntadas (figura 8.5a), observa-se uma anomalia anti-ciclnica em 850 hPa sobre o mar de Ross (em altas latitudes). Associado ao giro em altas latitudes, observa-se um w_{IS} negativo (ou subsidncia) na proporo de -0,1 m²s⁻¹ na mesma regio. J na figura 8.5b ($lag = -3$ pntadas), observa-se a persistncia e intensificao tanto da anomalia anti-ciclnica como da subsidncia sobre o mar de Ross em altas latitudes, com o posterior enfraquecimento dessas anomalias nas pntadas posteriores dadas por $lag = -2$ pntadas (fig. 8.5c), $lag = -1$ pntada (fig. 8.5d) e $lag = 0$ (fig. 8.5e). As figuras 8.5d e 8.5e mostram ainda adveco fria (ventos de sul) na ordem de 0,1 – 0,7 m s⁻¹ sobre o mar de Ross que propiciam a ocorrncia dos EIE. Nas prximas pntadas que compreendem um perodo dentro do supercaso de EIE (no mostradas), observa-se uma inverso dos padres de circulao, dado por anomalias ciclnicas sobre o mar de Ross. A inverso dos padres justificada pela propagao do trem de ondas intrasazonal. Contudo, o padro de subsidncia na proporo de -0,1 m²s⁻¹, dado por anomalias negativas de w_{IS} continuam sendo observados em alguns pontos localizados no mar de Ross nessas pntadas (no mostradas).

w_{IS} e anomalia intrasazonal da circulação atmosférica em 850 hPa para o período de EIE mais persistente

(a) $Lag = -4$ pântadas

(b) $Lag = -3$ pântadas

(c) $Lag = -2$ pântadas

(d) $Lag = -1$ pântada

Figura 8.5: Anomalias intrasazonais da circulação atmosférica em 850 hPa (vetores) e anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman w_{IS} (em cores) para o período mais persistente dos eventos extremos intrasazonais de expansão (EIE) do gelo marinho no mar de Ross. São apresentadas as figuras para (a) 4, (b) 3, (c) 2 e (d) 1 pântada(s) anteriores aos dias do EIE e (e) no dia dos EIE. A escala dos vetores é de 5:1 (5 mm equivale a 1 m s^{-1}).

8.3. Relação entre as anomalias intrasazonais do divergente das correntes superficiais e os supercasos mais persistentes dos EIG

A análise a seguir mostra a divergência e o padrão de circulação das anomalias intrasazonais das correntes em superfície, ou seja, para uma profundidade zero da camada de Ekman ou $z_{Ekman} = 0$. Os dados de correntes oceânicas superficiais utilizados para as análises que se seguem são oriundos dos projetos *World Ocean Surface Currents* e *Ocean Surface Currents Analyses- Real Time* ou *OSCAR* (<http://www.oscar.noaa.gov>) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). O objetivo aqui é associar os supercasos extremos aos padrões de w_{IS} e às anomalias intrasazonais do transporte superficial de massa, como resumido na figura 6.13. As análises que se seguem são para os eventos extremos de EIR e EIE que ocorreram após 1993, pois os dados das correntes em superfície do *OSCAR* são séries temporais que começam em 1993 e vão, nessa análise, até 2007. Além disso, a série temporal de correntes superficiais utilizada aqui tem resolução espacial global de $1^\circ \times 1^\circ$, ou seja: 360 pontos de longitude e 30 pontos de latitude (dados foram delimitados entre 30°S e 60°S). Originalmente, os dados se estendiam entre 60°S e 60°N .

A figura 8.6 mostra as anomalias intrasazonais das correntes superficiais e seu divergente para o segundo supercaso de EIR mais persistente. Como já dito anteriormente, o evento em questão teve uma duração de 30 dias e se estendeu desde 08/08/2005 até 06/09/2005. Na figura 8.6a ($lag = -5$ pântadas), observam-se anomalias divergentes das correntes associadas a um fluxo superficial anômalo de sul na ordem de $0,5 - 1,5\text{ m s}^{-1}$ em latitudes médias (60°S e 30°S) nas proximidades do limite norte do mar de Ross (aproximadamente entre 180°E e 135°W). Segundo análises prévias, anomalias divergentes de

massa na camada de Ekman são relacionadas à ressurgência e aos eventos de EIR (como resumido na figura 6.13).

Já nas figuras que mostram os padrões de divergência das correntes para 4 ($lag = -4$ pêntadas) e 3 pêntadas anteriores ao dia do EIR observado (figs. 8.6b e 8.6c, respectivamente), observa-se o gradativo enfraquecimento e inversão das anomalias divergentes e do fluxo anômalo de sul na região norte do mar de Ross (em latitudes médias). Em 2 e 1 pêntadas anteriores ao dia do evento de EIR observado (figs. 8.6d e 8.6e, respectivamente), o fluxo superficial anômalo na região de latitudes médias ao norte de Ross torna-se convergente e predominantemente de norte, sendo esta mudança de fase das anomalias a resposta do oceano para propagação do trem de ondas subtropical. O fluxo mostra-se na ordem de $0,5 - 1 \text{ m s}^{-1}$ sobre o norte do mar de Ross (centrado em 180°E). O transporte de águas mais quentes de latitudes mais baixas para latitudes mais altas seriam capazes de modular os eventos de EIR observados. Esses resultados mostram-se de acordo com os resultados encontrados para o transporte meridional de calor de Ekman para os períodos de EIR, apresentados na seção 6.4.

Na primeira e na segunda pêntada dentro do período dos supercasos de EIR (não mostrado), observam-se fortes anomalias convergentes sobre a região norte do mar de Ross que se desintensificam e mudam novamente para padrões de anomalias divergentes nas pêntadas seguintes (conforme o trem de ondas de latitudes médias se propaga circumpolarmente). Nesses casos, observam-se ainda advecção de massas d'água de norte para o sul sobre o mar de Ross.

Anomalia intrasazonal das correntes marinhas superficiais e sua divergência para o período de EIR mais persistente (a) $Lag = -5$ pêntadas

Figura 8.6: Anomalias intrasazonais da circulao superficial ocenica (vetores) e do seu divergente (em cores) associadas aos supercasos de EIR para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pntada(s) anteriores ao supercaso de EIR. A escala dos vetores de 5:1 (5 mm equivale a 1 m s^{-1}).

A figura 8.7 mostra a evoluo temporal das anomalias intrasazonais das correntes superfciais e seu divergente, associadas ao segundo supercaso de EIE mais persistente. O evento em questo teve durao de 26 dias, inicializando-se em 26/05/2007 e persistindo at 20/06/2007 como j dito anteriormente. A figura 8.7a ($lag = -4$ pntadas) mostra o predomnio de anomalias intrasazonais convergentes das correntes superfciais, na ordem de $0,3 - 0,8\text{ m s}^{-1}$, em latitudes mdias ao norte do

mar de Ross (entre aproximadamente 180°E e 135°W). É observado um intenso fluxo anômalo de norte se encontrando em aproximadamente 50°S a um fluxo anômalo de oeste, possivelmente associado a anomalias negativas do bombeamento de Ekman nessa região, como esperado. Já as figuras 8.7b e 8.7c ($lag = -3$ pântadas e $lag = -2$ pântadas, respectivamente) mostram a propagação gradativa para leste dessas anomalias convergentes observadas na figura 8.7a, onde se observam predomínios de anomalias divergentes associadas a um fluxo de sul na região ao norte de Ross, na ordem de $0,2 - 0,8 \text{ m s}^{-1}$. Advecção de águas mais frias de sul para regiões de latitudes mais baixas podem ser associadas aos EIE. Em 1 pântada anterior ao dia do supercaso de EIE observado ou $lag = -1$ pântada (fig. 8.7c), observa-se a intensificação do fluxo anômalo de sul ao norte do mar de Ross, principalmente entre 50°S e 40°S, com a gradativa desintensificação dos mesmos nas primeira e na segunda pântada dentro no período dos EIE (figs. 8.7e e não mostrada, respectivamente). Já na terceira pântada dentro do período de ocorrência dos EIE, observa-se o retorno de padrões convergentes na parte leste do mar de Ross e ao norte do mesmo, em aproximadamente 45°S (não mostrado).

Anomalia intrasazonal das correntes marinhas superficiais e sua divergência para o período de EIE mais persistente

(a) $Lag = -4$ pântadas

(b) $Lag = -3$ pântadas

Figura 8.7: Anomalias intrasazonais da circulação superficial oceânica (vetores) e do seu divergente (em cores) associadas aos supercasos de EIE para (a) 4, (b) 3, (c) 2 e (d) 1 pêntada(s) anteriores ao supercaso de EIE e (e) durante a primeira pêntada dentro do supercaso de EIE, respectivamente. A escala dos vetores é de 5:1 (5 mm equivale a 1 m s^{-1}).

8.4. Relação entre as anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho antártico e os supercasos mais persistentes dos EIG

Acompanhando as análises do item 8.3, a figura 8.8 mostra as anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho antártico relacionadas ao segundo supercaso de EIR mais persistente. O evento em questão teve uma duração de 30 dias e se estendeu desde 08/08/2005 até 06/09/2005, como já dito anteriormente. As figuras 8.8a ($lag = -5$ pêntadas) e 8.8b ($lag = -4$ pêntadas) mostram o predomínio de anomalias positivas da concentração do gelo marinho na proporção de aproximadamente 15% a 30% na região da borda do gelo marinho de Ross, enquanto que anomalias negativas na proporção de aproximadamente -10% são vistas no interior do mar de Ross. Com o passar do tempo, observa-se a intensificação e o predomínio das anomalias negativas da concentração do gelo marinho

no mar de Ross, como pode ser visto entre o $lag = -3$ pêntadas e o $lag = -1$ pêntada (figs. 8.8c, 8.8d e 8.8e, respectivamente). No $lag = -3$ pêntadas, observa-se o predomínio de anomalias negativas na proporção de aproximadamente -10% abrangendo praticamente todo o interior do mar de Ross. Já no $lag = -2$ pêntadas, observa-se anomalias negativas na proporção de aproximadamente -15% a -40% abrangendo regiões da borda do gelo marinho de Ross. No $lag = -1$ pêntada e na figura que representa o início do supercaso de EIR (fig. 8.8f), observa-se a predominância de anomalias intrasazonais negativas na proporção de aproximadamente -10% a -15% em praticamente todo o mar de Ross. Gradativamente, as anomalias negativas tendem a desaparecer (são desintensificadas) entre 1 e 4 pêntadas após o início do supercaso de EIR (figs. 8.8g, 8.8h, 8.8i e 8.8j), mudando de fase já no final do supercaso de EIR observado (fig. 8.8l), conforme a possível propagação gradativa do trem de ondas subtropical para leste. Os resultados da análise das anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho relacionadas ao supercaso de EIR mais persistente (ou seja, ao supercaso de EIR que ocorreu antes de 1993) são semelhantes a estes que se seguiram (não mostrados).

Anomalia intrasazonal da concentração do gelo marinho para o período de EIR mais persistente

(a) $Lag = -5$ pêntadas

(b) $Lag = -4$ pêntadas

(c) $Lag = -3$ pntadas

(d) $Lag = -2$ pntadas

(e) $Lag = -1$ pntada

(f) $Lag = 0$

(g) $Lag = 0$

Figura 8.8: Anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho antártico associadas aos supercasos de EIR para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pêntrada(s) anteriores ao supercaso; (f) durante a primeira pêntrada associada ao início do supercaso e (g) 1, (h) 2, (i) 3, (j) 4 e (l) 5 pêntrada após o início do supercaso de EIR. A escala das anomalias é dada por um fator dividido por 100 (%).

A figura 8.9 mostra a evolução temporal das anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho antártico relacionadas ao supercaso de EIE mais persistente. Como já dito anteriormente, o evento em questão teve duração de 26 dias, inicializando-se em 26/05/2007 e persistindo até

20/06/2007. As figuras que representam as pntadas anteriores ao dia do supercaso de EIE observado (figs 8.9a –8.9d) e a pntada que representa o incio dos supercasos de EIE (8.9e) mostram a gradativa mudana de fase das anomalias intrasazonais da concentrao do gelo marinho em Ross de predominantemente negativas para predominantemente positivas. Na figura 8.9f observada a predominncia de anomalias positivas em praticamente todo o mar de Ross, persistindo e enfraquecendo gradativamente entre as figuras 8.9g e 8.9h. Prximo ao fim do supercaso de EIE observado (figs. 8.9i, 8.9j e 8.9l), observa-se a gradativa inverso das anomalias de predominantemente positivas para predominantemente negativas, principalmente nas bordas da extenso do gelo marinho no mar de Ross, devido a uma possvel propagao gradativa do trem de ondas subtropical. Os resultados da anlise das anomalias intrasazonais da concentrao do gelo marinho relacionadas ao segundo supercaso de EIE mais persistente (supercaso de EIR que ocorreu antes de 1993) so semelhante a estes que se seguiram (no mostrados).

Anomalia intrasazonal da concentrao do gelo marinho para o perodo de EIE mais persistente

(a) $Lag = -4$ pntadas

(b) $Lag = -3$ pntadas

(c) $Lag = -2$ pntadas

(d) $Lag = -1$ pntada

(e) $Lag = 0$

(f) $Lag = 0$

(g) $Lag = 0$

(h) $Lag = 0$

Figura 8.9: Anomalias intrasazonais da concentração do gelo marinho antártico associadas aos supercasos de EIE para (a) 5, (b) 4, (c) 3, (d) 2 e (e) 1 pêntrada(s) anteriores ao supercaso; (f) durante a primeira pêntrada associada ao início do supercaso e (g) 1, (h) 2, (i) 3, (j) 4 e (l) 5 pêntrada após o início do supercaso de EIE. A escala das anomalias é dada por um fator dividido por 100 (%).

9. Discussões gerais e conclusões

Neste trabalho, foi analisado como padrões de teleconexão de inverno, relacionados ou não com a atividade da *MJO*, são capazes de modular a variabilidade da dinâmica da camada de Ekman oceânica sobre o mar de Ross, em resposta a propagação do trem de ondas intrasazonal de latitudes médias. Para isso, o primeiro passo foi dado a partir da separação de períodos ativos e inativos da *MJO*, definidos através de um índice baseado no coeficiente temporal das *CEOFs* de anomalias de *U850* e *U200* para uma faixa entre 15°S–15°N e 30°E–150°W (Jones e Carvalho 2006). O índice com valor zero (diferente de zero) está relacionado com a *MJO* inativa (ativa). Nessa parte do trabalho, foram definidas diferentes fases da *MJO* de acordo com a localização em diferentes longitudes equatoriais de anomalias convectivas relacionadas à mesma. Definiram-se oito fases distintas da *MJO* identificadas como *MJO1*, *MJO2*, *MJO3*, *MJO4*, *MJO5*, *MJO6*, *MJO7* e *MJO8* (Wheeler e Hendon 2004 e Jones e Carvalho 2006).

O espectro médio de inverno em Ross entre 1989-2007 revelou picos espectrais na escala intrasazonal (entre 21,3 e 64 dias) acima da curva de significância estatística de 95%. A série temporal de anomalias totais da extensão do gelo marinho foi filtrada na escala intrasazonal, e a comparação das séries de anomalias totais e intrasazonais revelam que as anomalias intrasazonais explicam 38% das anomalias totais.

Extremos intrasazonais de expansão (retração) da extensão do gelo marinho foram definidos a partir dos q75 (q25) da série de anomalias intrasazonais do gelo marinho. Os limiares para os q75 e q25 da série de anomalias intrasazonais do gelo foram de 75133,20 km² para q75 e -73506,60 km² para q25. A persistência dos extremos intrasazonais do gelo marinho foi definida como a ocorrência consecutiva de dias que satisfazem as condições de extremos de retração (q25) ou expansão (q75), sendo este o critério que definiu os eventos extremos de expansão (EIE) e retração (EIR) do gelo. A relação entre a atividade da *MJO* nos trópicos e os EIG é nítida, pois para os períodos os quais a *MJO* apresentou-se inativa nos trópicos observam-se a ocorrência de 15 eventos de EIR e 13 de EIE, enquanto que para os períodos de *MJO* ativa, foram observadas 25 ocorrências de EIR e 24 ocorrências de EIE. Assim, períodos ativos da *MJO* parecem associados a maiores quantidades de EIG.

Composições com defasagens (*lag composites*) de anomalias intrasazonais da tensão de cisalhamento do vento (componentes zonal e meridional) mostram que correntes oceânicas são geradas em resposta a essa forçante atmosférica sobre o oceano, em latitudes ao norte do mar de Ross. Análises dos transportes zonal e meridional de massa na camada de Ekman oceânica, que são perpendiculares e

a esquerda da tensão de cisalhamento do vento no HS, mostram que durante dias anteriores ao dia de observação dos EIR (aproximadamente entre 10 e 5 dias anteriores), há uma configuração de divergência de massa na camada de Ekman, enquanto convergência é observada em períodos de EIE. Associadas aos padrões de divergência (convergência) de massa na camada de Ekman são observadas anomalias intrasazonais do bombeamento de Ekman relacionadas à ressurgência (subsistência) nos EIR (EIE) em Ross em dias anteriores ao dia de observação dos eventos intrasazonais extremos. Gordon (1981) mostra que águas intermediárias antárticas, que se apresentam mais quentes no inverno em relação a águas superficiais, são dirigidas para a superfície do oceano pelo bombeamento de Ekman, ocasionando o derretimento do gelo marinho.

Anomalias do transporte meridional de calor na camada de Ekman oceânica mostram que durante os EIR (EIE), calor é transportado para dentro (fora) do mar de Ross entre 15 e 8 dias (12 e 8 dias) precedentes aos EIR (EIE). Anomalias intrasazonais do fluxo de calor na interface ar-mar mostram que, em dias anteriores ao dia de observação dos EIR (EIE) o fluxo de calor é direcionado da atmosfera para o oceano (do oceano para a atmosfera), sendo essa configuração associada a um ganho (perda) de calor no oceano superior em Ross.

Em todas as *lags composites* mencionadas, as anomalias são observadas nos dias precedentes ao dia dos EIR observados. Além disso, observa-se a mudança de fase das anomalias nos dias posteriores (*lags positivos*) ao dia dos EIR observados, indicando a propagação do *PSA* (evidenciado em *lag composites* de anomalias intrasazonais da altura geopotencial). Uma pequena diferença notada nas figuras das *lags-composities* em períodos sem e com *MJO* é que em períodos com *MJO*, observa-se em alguns casos (principalmente do bombeamento de Ekman) que as anomalias apresentam-se deslocadas mais para o sul.

Análises de ciclones atuantes sobre o mar de Ross mostraram que uma maior quantidade de ciclones foi observada quando a *MJO* encontrava-se ativa. O número de ciclones com duração a partir de 12 horas e *MJO0* foi de 146 para os EIR e 130 para os EIE. Já o número de ciclones com duração a partir de 12 horas e *MJO* foi de 311 para os EIR e 278 para os EIE.

No geral, as propriedades estatísticas das pressões iniciais dos ciclones mostram que nos períodos de EIR, a intensidade dos ciclones durante o $lag = 0$ foi menor do que em relação aos $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias. Segundo Godfred-Spenning e Simmonds (1996), o gelo marinho no inverno em Ross correlaciona-se positivamente com os ciclones na região. Assim, uma menor intensidade dos ciclones durante os períodos de $lag = 0$ dos EIR é coerente. As análises das características estatísticas da longitude inicial dos ciclones sugerem que o gelo marinho provavelmente é advectado

gradativamente para regiões mais para oeste de Ross pelos ciclones, entre os $lag = -10$ dias e $lag = 0$. Essa hipótese foi baseada nos trabalhos de Streten e Pike (1980) e Parkinson e Cavalieri (1982). Assim, menos gelo sobre Ross (EIR) no $lag = 0$ implica em ciclones menos intensos, como observado.

Nos períodos de EIE, os parâmetros estatísticos das pressões iniciais dos ciclones mostraram que a atividade dos ciclones, no geral, foi mais alta no $lag = -5$ dias, diminuindo no $lag = 0$. Os resultados das características estatísticas da longitude inicial dos ciclones sugerem que no $lag = -5$ dias os ciclones tenderam a posicionar-se em longitudes mais centrais sobre Ross e, no $lag = 0$, os ciclones tenderam a deslocar-se mais para a parte oeste de Ross. A partir desses resultados, foi sugerido que provavelmente, maiores extensões do gelo se encontravam mais centrais sobre Ross no $lag = -5$ dias, passando para posições mais para oeste no $lag = 0$ (pela advecção do gelo para oeste pelos ciclones). Consequentemente, ciclones mais intensos sobre Ross poderiam estar associados a posições mais centrais das maiores extensões do gelo marinho durante o $lag = -5$ dias nos períodos de EIE.

As distribuições de frequência da latitude inicial dos ciclones mostram que nos períodos de EIR, no geral, os ciclones apresentaram-se mais para o sul nos $lag = -10$ dias quando comparados com o $lag = 0$. No $lag = -5$ dias, observa-se uma tendência de deslocamento dos ciclones mais para o sul, com um deslocamento posterior dos ciclones mais para o norte no $lag = 0$. De certa forma, esse resultado concorda com os resultados de Pezza *et al.* (2008) que mostram que a contração do gelo marinho parece acompanhada por um deslocamento local para sul dos ciclones e uma diminuição na frequência dos mesmos. A contração do gelo marinho nesse caso ocorreria entre os $lag = -10$ dias e $lag = -5$ dias. Os autores sugerem ainda que a retração do gelo seria associada a uma diminuição no gradiente meridional de pressão, levando a um aumento da densidade dos ciclones em latitudes médias por conservação de massa. Assim, a resposta para a possível retração do gelo no $lag = -5$ dias poderia ser associada com a migração dos ciclones mais para norte, como observado no $lag = 0$.

Nos períodos de EIE, as características estatísticas do máximo deslocamento para norte dos ciclones mostram que estes se apresentaram em latitudes mais para o norte no $lag = -10$ dias, deslocando-se, no geral, mais para o sul no $lag = 0$ (exceto para q25). O deslocamento para sul dos ciclones entre o $lag = -10$ dias e o $lag = 0$ nos EIE pode ser associado a uma maior concentração de ciclones em latitudes próximas bordas do gelo marinho.

Independente da fase dos EIG e da atividade da *MJO*, as análises da duração dos ciclones mostraram uma clara conexão entre a duração dos ciclones e os EIG, visto que as maiores durações dos ciclones se apresentem justamente no $lag = 0$.

Estudos de casos foram realizados, selecionando-se os casos de EIR e EIE mais persistentes (ou supercasos) durante o período em análise (1989–2007). Essa análise teve como objetivo verificar em detalhes os padrões encontrados pelas composições com defasagens (*lags*), além de fornecer uma idéia da magnitude dessas anomalias. Um resultado geral dessa análise foi que os padrões de interação oceano-atmosfera-gelo marinho encontrados nas composições com *lags* foram semelhantes aos encontrados nos supercasos, principalmente nos *lags* negativos. Encontrou-se ainda que anomalias intrasazonais da circulação atmosférica ao nível de 850 hPa e das correntes oceânicas superficiais estão relacionadas a advecções quentes (frias) na ordem de $0,5 - 1$ ($0,1 - 1$) m s^{-1} (em períodos precedentes aos EIR (EIE). No geral, anomalias em latitudes médias da circulação atmosférica ciclônicas (anti-ciclônicas) e divergência (convergência) das correntes oceânicas superficiais aparecem relacionadas a ressurgência (subsidência) da ordem de $0,1 - 0,3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ em algumas pântadas anteriores a pântada que corresponde ao início dos supercasos de EIR (EIE). Os padrões mudam de fase com a evolução temporal, indicando a propagação do *PSA* para o leste, sendo o mesmo evidenciado por sucessivos giros ciclônicos e anti-ciclônicos nas anomalias da circulação atmosférica em baixos níveis. Anomalias intrasazonais negativas (positivas) da concentração do gelo marinho da ordem de 5% a 10% no interior do mar de Ross e entre 15% a 30% nas bordas do gelo marinho de Ross (10% a 30% nas bordas do gelo marinho do mar de Ross) predominam sobre o mar de Ross nas primeiras pântadas a partir daquela que indica o início dos supercasos de EIR (EIE), mostrando que a resposta do gelo marinho aos padrões atmosféricos e oceânicos em escala intrasazonal possui uma defasagem entre 5 e 1 pântada(s).

No geral, este trabalho cumpriu com o objetivo de verificar as respostas do oceano às anomalias da circulação atmosférica e impactos no gelo marinho, em escala intrasazonal. As análises deste trabalho poderiam ainda ser estendidas para os outros mares antártico (como para o mar de Weddell por exemplo), para tentar verificar se a dinâmica do oceano em resposta a passagem dos trens de ondas em escala intrasazonal é padrão para todos os mares circumpolares. As análises deste trabalho poderiam ser estendidas ainda para a escala interanual, com o objetivo de tentar verificar relações entre os trens de ondas extratropicais em escala interanual, respostas do oceano nessa escala e relações com as diferentes fases do *ENOS*.

10. Referências bibliográficas

- Bessafi, M., and M. C. Wheeler, 2006: Modulation of south Indian Ocean tropical cyclones by the Madden–Julian oscillation and convectively coupled equatorial waves. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 638–656.
- Björnsson, H., Venegas S. A., 1997: A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. *CCGCR Report*, **97-1**. McGill University, Québec. 52p.
- Bloomfield, P.: 1976: Fourier analyses of time series: an introduction. New York.
- Carleton, A. M., 2003: Atmospheric teleconnections involving the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108** (C4), 8080, doi:10.1029/2000JC000379.
- Carmack, E., 1990: Polar Oceanography Part A: Physical Science, chapter Largescale Physical Oceanography of Polar Oceans. Academic Press Inc, 171–222.
- 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.
- Chereskin, T., and D. Roemmich, 1991: A comparison of measured and wind-derived Ekman transports at 11°N in the Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 869–868.
- 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.
- Colling, A., 2001: Ocean circulation. *Elsevier*.
- Comiso, J. and A. Gordon, 1998: Interannual variability in summer sea-ice minimum, coastal polynyas and bottom water formation in the Weddell Sea in Antarctic sea-ice: physical process, interactions and variability. *Antarctic Res. Ser.*, **74**, 293–315.
- Cunningham, S. A., S. G. Alderson, B. A. King, and M. A. Brandon, 2003: Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 8084.
- Cushman-Roisin, B. R. and E. Deleersnijder, 2005: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics - Physical and Numerical Aspects. *Academic Press, Dartmouth College Hanover*, NH 03755.
- Deacon, G., 1985: The Antarctic Circumpolar Ocean. *Stud. Polar Res.* Cambridge Univ. Press, N.Y. 180p.
- England, M. H., 1992: On the formation of Antarctic intermediate and bottom water in ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 918–926.

- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden, 2003: Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **108** (C5), 3146, doi: 10.1029/2002JC001584.
- Gautier, G. Diak, and S. Masse, 1980: A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 1005–1012.
- Gill, A. E., 1973: Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **20**, 111–140.
- Ghil, M., and K. C. Mo, 1991: Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 780–790.
- Gloersen, P.; Campbell, W.J.; Cavalieri, D.J.; Comiso, J.C.; Parkinson, C.L.; Zwally, H.J., 1992: Arctic and antarctic sea ice, 1978-1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. NASA: Washington, D.C., USA. 290 pp.
- 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., e S. Wang, 1999: Definition of Antarctic oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459–462.
- Gordon, A. L., 1981: Seasonality of Southern Ocean sea ice. *J. Geophys. Res.*, **86**, 4193-4197.
- Helms, H.D., 1967: Fast Fourier Transform Method of Computing Difference Equations and Simulating Filters. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, **15**, p. 85.
- Hollinger, J. P., J. L. Peircc, and G. A. Poe, 1990: SSM/I instrument evaluation. *IEEE Trans. Gcosci. Remote Sensing*, **28**, No. 5, 781-790.
- Hendon, H. H., and M. L. Salby, 1994: The life cycle of the Madden– Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2225–2237.
- 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.
- _____, B.J. e Ambrizzi, T., 1993: Rossby Wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**, 1661-1671.
- Jacobs, S. S., A.F. Amos and P.M. Bruchhausen, 1970: Ross Sea oceanography and Antarctic bottom water formation. *Deep-Sea Research* **17**, pp. 935–962.
- Jacobs, S. S. and J. C. Comiso, 1989: Sea ice oceanic process on the Ross Sea continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 18,195 – 18,211.
- _____, S.S., 2004: Bottom water production and its link with the thermohaline circulation. *Antarctic Science*, **16**, 427–437.

- Jones, 2000: Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden–Julian oscillation. *J. Climate*, **13**, 3576–3587.
- _____, and L. M. V. Carvalho 2006: Changes in the activity of the Madden-Julian oscillation during 1958–2004. *Journal of Climate*, **19**, 6353–6370.
- Johnson D.R., H. E. Garcia, and T. P. Boyer, 2005: World Ocean Database 2005: Tutorial, NODC Internal Report **19**, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 18 pp.
- Kalnay, E. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 437–471.
- Karsten RH, Jones H and Marshall J., 2002: The role of eddy transfer in setting the stratification and transport of a circumpolar current. *J. Phys. Oceanogr.* **32**, 39–54.
- Kessler, W. S., M. J. McPhaden, and K. M. Weickmann, 1995: Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, **100**, 10613–10631.
- Kiladis, G. N., and K. M. Weickmann, 1992a: Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1900–1923.
- _____, and _____, 1992b: Extratropical forcing of tropical Pacific convection during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1924–1938.
- _____, G. N., 1998: Observations of Rossby waves linked to convection over the eastern tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 321–339.
- Krishnamurti, T.N., S. H. Chu, and W. Iglesias, 1986: On the sea level pressure of Southern Oscillation. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim*, **34a**, 385–425.
- Kundu, P. K., 1990: Fluid Mechanics. *Academic Press*, 638 pp.
- Lau, P. J. Sheu, and I. S. Kang, 1994: Multiscale low-frequency circulation modes in the global atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2753–2750.
- Le Calvé, O., 2002: Propriétés Physiques du Milieu Marin. Un cours d'introduction à l'océanographie physique. Institut des Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var. Disponible em (<http://isitv.univ-tln.fr/~lecalve>).
- Lemke, P., E. W. Trinkl, and K. Hasselmann, 1980: Stochastic dynamic analysis of polar sea-ice variability. *J. Phys. Oceanogr.*, **97**, 2100–2120.
- Levitus, S., 1987: Meridional Ekman heat fluxes for the World Ocean and individual ocean basins. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 1484–1492.
- Lima, F. U. F., 2007: Variabilidade Extrema Intra-sazonal do Gelo Marinho Antártico e Relações com a Circulação Atmosférica. Dissertação de mestrado, disponível no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP).

- Lima, F. U. F., and L. M. V. Carvalho, 2008: Extreme intra-seasonal anomalies in the Amundsen and Bellingshausen sea-ice area, Antarctica, during the austral winter. *Annals of Glaciology*, **48**, No. 1., pp. 58-64.
- 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.
- Lorenz, E. N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Science Report 1, Statistical Forecasting Project, Department of Meteorology, MIT (NTISAD 110268), 49p.
- 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: Observations of the 40-50-Day Tropical Oscillation-A Review. *Monthly Weather Review*, **122**, 814-837.
- Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 1999: Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden Julian Oscillation. *J. Climate*, **13**, 1451-1460.
- Markus, T., C. Kottmeier, and E. Fahrbach, 1998: Ice formation in coastal polynyas in the Weddell Sea and their impact on oceanic salinity in Antarctic sea-ice: physical process, interactions and variability. *Antarctic Res. Ser.*, **74**, 273-292.
- Martinson, D. and R. Iannuzzi, 1998: Antarctic ocean-ice interaction: implications from ocean bulk property distributions in the Weddell Sea in Antarctic sea-ice: physical process, interactions and variability. *Antarctic Res. Ser.*, **74**, 243-271.
- Matthews, A., P. Singhruck, K. Heywood, 2007: Deep ocean impact of a Madden-Julian Oscillation observed by Argo floats. *Science*, **318**, 1765-1769.
- 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 G. H. White, 1985: Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 22-37.
- _____, and R. W. Higgins, 1998: The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **126**, 1581-1596.
- _____, and J. Nogués-Paegle, 2001: The Pacific-South American modes and their downstream effects. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1211- 1229.
- Moisan, J. R., and P. P. Niiler, 1998: The seasonal heat budget of the North Pacific: Net heat flux and heat storage rates (1950 – 1990). *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 401– 421.

- Munk, W.H., 1950: On the wind-driven ocean circulation. . *Sci.*, **7**, 80–93.
- _____, W. H. and Palmen E., 1951: Notes on the dynamics of the Antarctic Current. *Tellus*, **3**, 53-55.
- Murray, R. J. and I. Simmonds, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, **39**, 155-166.
- Nowlin, W. D. J. and J. M. Klinck, 1986: The physics of the Antarctic Circumpolar Current. *Rev. Geophys.*, **24**, 469–491.
- Parkinson, C. L., and D. J. Cavalieri, 1982: Interannual sea-ice variations and sea ice/ atmosphere interactions in the Southern Ocean, *Ann. Glaciol.*, **3**, 249–254.
- Parkinson, C. L., D. J. Cavalieri, P. Gloersen, H. J. Zwally, and J. C. Comiso, 1999: Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996, *J. Geophys. Res.*, **104**(C9), 20,837–20,856.
- _____, C. L., 2004: Southern Ocean sea ice and its wider linkages: insights revealed from model and observations. *Antarctic Science*, **16**(4), 387–400.
- Pezza, A. B., and T. Ambrizzi, 2003: Variability of the Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: further analysis. *J. Climate*, **16**, 1075-1083.
- _____, A.B., T. Durrant, I. Simmonds and I. Smith, 2008: Southern Hemisphere synoptic behavior in extreme phase of SAM, ENSO, sea ice extent and southern Australia rainfall. *Journal of Climate*, **21**, 5566–5584.
- Polito, P. S, O. T. Sato, and T. Rossby, 2000: Seasonal and low frequency variability in the meridional heat flux at 36°N in the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 606–621.
- Renwick, J. A., 2002: Southern Hemisphere Circulation and Relations with Sea Ice and Sea Surface Temperature. *Journal of Climate* **15**, 3058-3068.
- Rintoul, R., C.W. Hughes and D. Olber, 2001: The Antarctic Circumpolar Current system, in *Ocean Circulation and Climate*, edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gould, chap. **4.6**, pp. 271– 302, *Elsevier*, New York.
- _____, R., and S. Sokolov, 2001: Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current South of Australia (WOCE repeat section SR3), *Journal of Geophysical Research*, **106**, 2795-2814.
- Rossow, W. B., L. C. Garder, P. J. Lu, and A. W. Walker, 1988: International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) documentation of cloud data. *World Meteorological Organization WMO/TD*, **266**, 78 pp. (Available from WMO, 41 Avenue Giuseppe- Motta-1211, Geneva 2, Switzerland).
- Sato, O.T., P.S. Polito, and W.T. Liu. 2002: Intra-decadal variability in the Ekman heat flux from scatterometer winds. *Geophysical Research Letters* 29:17, **1831**, doi:10.1029/2002GL014775.

- _____, O. T. and P. S. Polito, 2005: Comparison of the Global Meridional Ekman Heat Flux Estimated from Four Wind Sources. *J. of Physical Oceanography*, **35**, 94-108.
- Schmitz, W. J., 1996: On the eddy field in the Agulhas Retroflection, with some global considerations. *Journal of Geophysical Research*, 101, **16**, 259-272.
- Simmonds, I., and X. Wu, 1993: Cyclone behaviour response to changes in winter Southern Hemisphere sea ice concentration. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **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.
- Spiegel, M. R., 1975: *Schaum's Outline of Theory and Problems of Probability and Statistics*. McGraw-Hill, 372 pp.
- Stevenson, J. W., and P. P. Niiler, 1983: Upper ocean heat budget during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1894–1907.
- Stommel, H., 1957: A survey of ocean current theory, *Deep Sea Res.*, **4**, 149-184.
- 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, Series A* **29**, 279–99.
- Sverdrup, H. U., 1947: Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the equatorial currents of the eastern Pacific, *Proc. Natl. Acad. Sci. US.*, **33**, 318-326.
- Takahashi, T. 2004: The fate of industrial carbon dioxide. *Science*, **305**, 352-353.
- Taljaard, J.J., 1972: Synoptic Meteorology of the Southern Hemisphere. Meteor. Monog., *Amer. Meteor Soc.*, **13**, 139-213.
- 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.
- _____, J. M. Wallace, G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: trends. *J. Climate*, **13**, 1018-1036.
- _____, and S. Solomon 2002: Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science* **296**, 895–899.
- Tomczak, M. and J. S. Godfrey, 2003: *Regional Oceanography: An Introduction* 2nd edn.
- Toggweiler, J. R., and B. Samuels, 1995: Effect of sea ice on the salinity of Antarctic bottom waters. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 1980–1997.

- Trenberth, K. E., 1976: Spatial and temporal variations in the Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 639 – 653.
- _____, K. E., W. G. Large and J. G. Olson, 1990: The mean annual cycle in global ocean wind stress. *Journal of Physical Oceanography*, **30**, 1742-1760.
- _____, K. E., 1996: El Niño Definition, Exchanges, Newsletter of the Climate Variability and Predictability Programme (CLIVAR), 1 (**3**), 6-8.
- _____, K. E., 1997: The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2771-2777.
- _____, K. E., and D.P. Stepaniak, 2001: Indices of El Niño Evolution. *J. Climate*, **14**, 1697–1701.
- Triola, M. F., 1999: *Introdução à Estatística*. 7a Rd. LTC, Rio de Janeiro, 410p.
- Turner, J., 2004: The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica-Review. *Int. J. Climatol.*, **24**, 1-31.
- _____, J. and Pendlebury, S., 2004: The International Antarctic Weather Forecasting Handbook. *British Antarctic Survey*, 663p.
- Verdy, A., J. Marshall, and A. Czaja, 2006: Sea surface temperature variability along the path of the Antarctic Circumpolar Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 1317–1331.
- Walker, G. T., 1928: World weather. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **54**, 79-87.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.
- Walsh, J. E. 1983: The role of sea ice in climate variability: theories and evidence. *Atmosphere–Ocean* **21**: 229–242.
- Wendler, G. and Y. Nagashima, 1987: Inter-relations between the Arctic sea-ice and the general circulation of the atmosphere. *J. Glaciol.*, **9**, 173–176.
- Wheeler, and H. H. Hendon, 2004: An all season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917–1932.
- Wilks, D. S., 2006: Statistical methods in the Atmospheric Sciences. *Academic Press: New York*, second edition, 627p.
- _____, and J. L. McBride, 2005: Australian–Indonesian monsoon. Intraseasonal Variability in the Atmosphere–Ocean Climate System, W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Eds., Springer Praxis, 125–173

- Wunsch, C., 1998: The Work Done by the Wind on the Oceanic General Circulation. *Journal of Physical Oceanography*, **28**, 2332-2340.
- Yuan, X., and D. G. Martinson, 2000: Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. *J. Climate* **13**, 1697–1717.
- , X., and D. G. Martinson 2001. The Antarctic Dipole and its predictability. *Geophysical Research Letters*, 28, **18**, 3609-3612.
- Yuan, X., 2004: ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: A synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarct. Sci.*, **16**(4), 415–425.
- Zhang, C., 2005: The Madden-Julian oscillation, *Rev. Geophys.*, **43**, RG2003, doi: 10.1029/2004RG000158.
- 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**(C5), 3041 (10.1029/2000JC000733.).

APÊNDICE A

FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS

O método estatístico multivariado denominado por Lorenz (1956) de Funções Ortogonais Empíricas ou *Empirical Orthogonal Function (EOF)* é muito utilizado em ciências exatas porque permite analisar a variabilidade de um campo ou de vários campos combinados. O método é também chamado de análise de Componentes Principais ou *Principal Components (PCs)* e encontra os padrões espaciais (ou modos) da variabilidade dos campos, suas variações temporais, e fornece uma medida da “importância” de cada padrão. Assim, o princípio básico do método da *EOF* é reduzir um grande conjunto de dados contendo uma ou mais variáveis para poucas combinações lineares que contenham a maior parte da variância presente nos dados originais (Wilks 2006). Quando utilizado mais de um campo, denomina-se a técnica das *PCs* de *EOF* Combinada ou *Combined EOF (CEOF)*.

O método da *EOF* assume que os dados a serem analisados sejam arranjados de forma matricial. No caso da análise de *EOF* deste trabalho, foram utilizadas anomalias totais de dados de reanálises do *NCEP/NCAR* de *U850* e *U200*. Consideram-se então y estações (y pontos de grade), sendo que cada estação contém a variável citada. Para determinar a *EOF* de cada estação, torna-se necessário calcular as médias, variâncias e covariâncias de cada estação, com a finalidade de mostrar quais estações são bem correlacionados.

Primeiramente, as anomalias de *U850* e *U200* foram transpostas para uma matriz $t \times y$, onde cada linha representa o tempo t e cada coluna uma estação y . A partir desta matriz calculou-se a matriz de covariância δ dada por (A1), onde X' é a matriz $t \times y$ das anomalias da variável em análise, X'^T é a matriz transposta de X' e R é uma matriz $t \times t$ ($y \times y$) cujos elementos diagonais são as variâncias dos t (y) pontos e os outros elementos são as covariâncias entre os t (y) pontos, para o caso em que a dimensão do espaço (tempo) é maior que a do tempo (espaço). Neste estudo, a dimensão do espaço é de 5904 pontos e a dimensão do tempo é de 6935 pontos.

$$\delta = \frac{1}{n-1} X'^T X' \quad (\text{A1})$$

De acordo com Hannachi (2004), o objetivo desta técnica consiste em encontrar a combinação linear entre todas as variáveis, isto é, estações que explicam a variância máxima. Assim, deve-se

encontrar uma direção $a = (a_1, \dots, a_y)^T$ tal que $X'a$ tenha a máxima variabilidade. Em outras palavras, se as covariâncias não são iguais a zero, isso indica que a relação linear existe entre as variáveis sendo a “intensidade” dessa relação representada pelo coeficiente de correlação. A variância da série temporal $X'c$ é dada por (A2):

$$Var(X'a) = \frac{1}{n-1} \|X'a\|^2 = \frac{1}{n-1} (X'a)^T (X'a) = a^T \delta a \quad (A2)$$

O problema em questão é, portanto, maximizar $a^T \delta a$ de modo que $a^T a = I$, considerando que o vetor a seja unitário e sendo I a matriz-identidade. A solução para isto implica na resolução do autovalor (A3), onde λ é a matriz diagonal contendo os autovalores λ_k de δ . Por definição, a matriz de covariância é simétrica e, portanto, diagonalizável, e os vetores-coluna a_k de a são os autovetores de δ correspondentes aos autovalores λ_k . Tanto λ quanto a têm dimensões $t \times t$ (ou $y \times y$). O k -ésimo vetor-coluna a_k vem a ser a k -ésima *EOF*, logo as *EOFs* estão ordenadas de acordo com o tamanho dos autovalores associados ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p$). Assim, a 1ª *EOF* é o autovetor associado ao maior autovalor, aquele associado ao segundo maior autovalor é a 2ª *EOF*, e assim por diante (Björnsson e Venegas 1997; Hannachi 2004).

$$\delta a = \lambda a \quad (A3)$$

Conforme definido anteriormente, para a resolução do problema de autovalor, a matriz a de autovetores, tem a propriedade $a^T a = I$. Isto implica que os auto-vetores sejam ortogonais entre si e, por isso, o nome Funções Ortogonais Empíricas (ou seja, são linearmente independentes). O significado físico desta propriedade é que as *EOFs* não estão correlacionadas no espaço. Cada autovetor pode ser entendido como um mapa (revelando a distribuição espacial do modo), se re-posicionados os pontos y na grade original. O padrão aí obtido representa uma oscilação permanente e estacionária. A evolução temporal de uma *EOF* (ou índice da *EOF*) demonstra como esse padrão oscila no tempo. Esta evolução é dada pelo coeficiente de expansão da *EOF*, ou a componente principal, que vem a ser a projeção dos t campos de anomalias (os dados originais) na *EOF*, dado por (A4), onde c_i é um vetor com t componentes. Assim como as *EOFs* não são correlacionadas no espaço, os seus coeficientes de expansão não são correlacionados no tempo:

$$c_k = X'a_k \text{ (A4)}$$

Decorrente do fato da matriz de dados X' ser real, a matriz de covariância δ é definida positiva. Logo, todos os autovalores são positivos, sendo que cada um deles dá a medida da variância explicada pelo modo (pela *EOF*) a eles associados, como em (A5):

$$Var_{explicada} = \frac{100\lambda_k}{\sum_{k=1}^y \lambda_k} \text{ (A5)}$$

Se δ é simétrica, segue que os autovalores λ_k e os autovetores a_k (as *EOFs*) decompõem δ de acordo com (A6):

$$\delta = \lambda_1 a_1 a_1^T + \lambda_2 a_2 a_2^T + \dots + \lambda_y a_y a_y^T \text{ (A6)}$$

É nesta decomposição que se baseiam constatações como “a 1ª *EOF* explica x% da variância dos dados” (neste caso, $\lambda_1/\sum_k \lambda_k = x/100$). Geralmente os primeiros poucos autovalores dominam os demais, significando que a maior parte do comportamento da matriz de dados pode ser explicada por alguns poucos vetores (Björnsson e Venegas, 1997). É exatamente isto que se espera da análise por *EOFs* – reduzir os dados em alguns (poucos) modos de variabilidade.

Os padrões espaciais correspondentes aos diferentes modos da *EOF* podem ser apresentados por diversas formas. Uma possibilidade é calcular o mapa de correlação entre os coeficientes de expansão associados com o autovetor, e os dados X' . Desta forma, o k -ésimo mapa de correlação 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 mesmo campo em cada ponto de grade (Björnsson e Venegas, 1997). Desta forma, os mapas de correlação são bons indicadores da localização espacial da covariância entre o campo e seu k -ésimo modo.