

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

CAMILA BERTOLETTI CARPENEDO

Bloqueios atmosféricos associados à variabilidade
extrema do gelo marinho antártico e impactos
na América do Sul

São Paulo
2017

CAMILA BERTOLETTI CARPENEDO

Bloqueios atmosféricos associados à variabilidade
extrema do gelo marinho antártico e impactos
na América do Sul

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

Área de concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi
Coorientadora: Profa. Dra. Leila
Maria Véspoli de Carvalho

Versão corrigida. A versão original
se encontra arquivada no Serviço de
Pós-Graduação do IAG.

São Paulo
2017

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer àqueles que são o meu alicerce, que mesmo longe estão presentes em todos os momentos de minha vida, que vibram e choram com as minhas conquistas e tropeços, que me dão força e amparo nos momentos que mais preciso: meus pais, Lídia e Natalino, e meu irmão Tiago.

Agradeço ao meu namorado, Leandro Rabelo, por todo amor, amizade, companheirismo, por toda a paciência e resignação em tornar meus desafios menos custosos e minhas alegrias mais coloridas.

Agradeço ao meu orientador Tércio Ambrizzi e à minha coorientadora Leila M. V. de Carvalho pelos ensinamentos e oportunidades acadêmicas que me propiciaram.

Agradeço aos amigos que me ajudaram (e muito!) com programação: José Leandro, Gláuber Camponogara, Guilherme Martins, Lívia M. Dutra, Michelle S. Reboita e Eduardo M. de Jesus.

Agradeço aos grandes amigos que São Paulo me trouxe, os quais deram sentido aos meus dias e tornaram essa etapa mais feliz: Bruna Segalin, Flávia Matioli, Djalma V. de Melo, Gláuber Camponogara, Eduardo M. de Jesus, Luciana Caxa, Cristiano Prestrelo e Fabiani Bender.

Agradeço ao meu grande amigo de longa data, Ricardo B. Braga, pelo companheirismo, pelos conselhos e puxões de orelha, pelas preciosíssimas ajudas com tradução e conversação.

Agradeço à banca de ingresso do doutorado e à banca do exame de qualificação, Ricardo de Camargo, Rosmeri Porfírio da Rocha e Rita Yuri Ynoue pelas sugestões e ensinamentos, os quais foram imprescindíveis para o desenvolvimento desta tese.

Agradeço a todos os professores do IAG e demais professores que tive a oportunidade de ser aluna, por todo o conhecimento.

Agradeço ao Grupo de Estudos Climáticos (GrEC/IAG-USP) por todo o aprendizado, colaboração e amizade.

Agradeço aos excelentes funcionários da informática, Djalma Vieira de Melo, Samuel Reis e Silva e Sebastião Antônio da Silva, por tornarem a minha vida mais simples nesse quesito, pela amizade e por todo apoio e torcida.

Agradeço a todos os funcionários do IAG, que sempre foram muito competentes e facilitaram muito a minha vida.

Agradeço ao EAD - Licenciatura em Ciências da USP/UNIVESP e às oportunidades de ensino e docência (monitoria, estágio PAE), as quais me fizeram ter certeza em relação à minha escolha profissional.

Ao CPC/IGEO/UFRGS pelo apoio científico.

Agradeço à FAPESP (processo 2012/17370-2) e ao CNPq pelo auxílio financeiro.

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

Albert Einstein

Resumo

CARPENEDO, C. B. **Bloqueios atmosféricos associados à variabilidade extrema do gelo marinho antártico e impactos na América do Sul.** 2017. 237 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

Os bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul (HS) estão associados principalmente às forçantes térmicas. Isso ocorre devido à variação longitudinal da temperatura da superfície do mar (TSM), associada à localização assimétrica do continente antártico. Além disso, os bloqueios ocorrem principalmente entre as latitudes de 50° e 65° S e na estação fria. Esses bloqueios coincidem com o período de máxima extensão de gelo marinho antártico, demonstrando um grande potencial para afetar a circulação atmosférica, da superfície até os níveis médios da troposfera. Assim, o objetivo deste estudo é compreender as relações entre os bloqueios atmosféricos no HS e a variabilidade interanual dos extremos de cobertura de gelo marinho antártico, durante o inverno austral, de 1979 a 2013 e, com isso, avaliar o respectivo impacto climático na América do Sul. Também, avaliar o potencial de três modelos de circulação geral oceano-atmosfera (MIROC4, CCSM4 e NorESM1-M) em simular a atividade de bloqueios para o clima presente e em cenários futuros de mudanças climáticas. Os resultados mostram três padrões distintos de forçante tropical/extratropical associados aos eventos extremos de gelo marinho: Padrão Forçante Tropical 1 (PFT1), Padrão Forçante Tropical 2 (PFT2) e Padrão Forçante Extratropical (PFE). No PFT1, que ocorre durante os eventos extremos de retração (expansão) de gelo marinho no setor do mar de Weddell e dos mares de Bellingshausen-Amundsen (setor do mar de Ross), existem anomalias negativas de TSM no Pacífico Equatorial, associado à supressão de convecção no Pacífico Equatorial centro-oeste. No Pacífico Sul existe anomalias negativas de TSM, o que resulta em resfriamento da atmosfera adjacente. Portanto, reforçando os gradientes meridionais de temperatura e pressão entre a borda do gelo marinho e a região de mar aberto, o que resulta em reforço do jato polar. Da mesma forma, o cinturão circumpolar de baixas pressões e o ramo ascendente da Célula de Ferrel regional, no setor do Pacífico Sudeste, entre 50° S a 60° S, são fortalecidos. Essa configuração anômala desfavorece a formação de bloqueios atmosféricos. Consequentemente há um aumento na densidade de ciclones. Por conservação de massa, existe um enfraquecimento do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional, em torno de 40° S, o que indica um deslocamento para sul desta célula. Também, há um fortalecimento do ramo descendente da Célula de Hadley regional nos trópicos, o que sugere um fortalecimento da Alta Subtropical do Pacífico Sul. Assim, existe uma redução na densidade de ciclones nas latitudes entre 30° e 50° S. Sobre o centro-sul da América do Sul, existe um centro anômalo de alta pressão, o que poderia indicar a atuação de massas de ar frias, contribuindo para as anomalias frias de temperatura do ar próximo à superfície até as latitudes intertropicais. O padrão anômalo de circulação atmosférica é relativamente oposto no PFT2. No PFE, que ocorre em eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico e do Oceano Pacífico Oeste, ocorrem anomalias negativas de TSM no Pacífico Sudoeste e positivas no Atlântico Sul. Há anomalias negativas de pressão sobre o continente antártico e Pacífico Sudeste e anomalias positivas nas latitudes médias do Pacífico Sul e Atlântico Sudoeste, o que fortalece o jato polar, desfavorecendo os eventos de bloqueio, o que implica a uma maior densidade de ciclones nas latitudes em torno de 60° e 70° S, junto à costa da Antártica. Por outro lado, nas latitudes ao norte, ocorre uma menor densidade de ciclones. Ao avaliar os modelos que simulam a atividade de bloqueios para o clima presente, o modelo com maior subestimação (superestimação) de gelo marinho antártico, o MIROC5 (CCSM4), apresentou

o jato polar enfraquecido (fortalecido) e maior (menor) altura geopotencial em 500 hPa em relação aos dados observados, resultando em um aumento (redução) na frequência de eventos de bloqueios. Em cenários futuros de mudanças climáticas, o nível de incerteza dos modelos é tão grande, que mesmo mudando a forçante, o sinal continua sendo fraco, de forma que os modelos têm dificuldades em reproduzir os bloqueios atmosféricos. Os resultados aqui apresentados sugerem que eventos extremos de gelo marinho antártico podem criar condições favoráveis ou desfavoráveis à ocorrência de eventos de bloqueio, evidenciando a interação entre fenômenos de baixa e alta frequência, o que sugere a natureza altamente não linear associada aos bloqueios atmosféricos.

Palavras-chave: bloqueios atmosféricos, gelo marinho, variabilidade de baixa frequência, interação criosfera-atmosfera.

Abstract

CARPENEDO, C. B. **Atmospheric blockings associated with the extreme variability of Antarctic sea ice and impacts over South America.** 2017. 237 p. Thesis (Doctorate in Meteorology) - Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences Institute, University of São Paulo, São Paulo, 2017.

Atmospheric blockings in the Southern Hemisphere (SH) are mainly associated to thermal forcings. This occurs due to the longitudinal variation of sea surface temperatures (SST) that are associated to the asymmetric position of the Antarctic continent. Blockings also occur mainly between 50° e 65° S latitudes, during austral winter. This coincides with the period of maximum Antarctic sea ice extent, significantly affecting atmospheric circulation, from the surface up to middle levels of the troposphere. The objective of this study is to understand the relationships between the atmospheric blockings in the SH and the interannual variability of Antarctic sea ice extremes, in winter, from 1979 to 2013, assessing the respective climatic impact on South America. This study also evaluates the potential of three general ocean-atmosphere circulation models (MIROC4, CCSM4 e NorESM1-M) in simulating the current blocking activity and future environmental change scenarios. These results demonstrate three distinct tropical/extratropical patterns associated to extreme sea ice events: Tropical Forcing Pattern 1 (PFT1), Tropical Forcing Pattern 2 (PFT2) and Extratropical Forcing Pattern (PFE). For the PFT1 model, related to extreme sea ice retraction, (expansion) events in the Weddell Sea and Bellingshausen-Amundsen Seas (Ross Sea sector), there are negative SST anomalies in the Equatorial Pacific, associated to convection suppression over the mid-western Equatorial Pacific. In the South Pacific, there are negative SST anomalies, which result in cooling of the surrounding atmosphere. Therefore, strengthening the meridional temperature and pressure gradients between the sea ice margin and the open sea region, reinforcing the polar jet, also enforcing the low-pressure circumpolar belt and the ascending branch of the regional Ferrel Cell, in the Southeast Pacific sector, around 50° to 60° S. This anomalous configuration undermines the atmospheric blocking formations. Consequently, there is an increase in cyclone densities. By mass conservation, there is a weakening of the regional ascending branch of the Ferrel Cell, around 40° S, indicating a shift to the south of this Cell. There is also a strengthening of the descending branch of the regional Hadley Cell in the tropics, which suggests a strengthening of the South Pacific Subtropical High. Thus, there is a reduction in the density of cyclones between 30° and 50° S. Over the south-central part of South America, there is an anomalous high-pressure center, which could indicate the presence of cold air masses, contributing to the cold anomalies, from near-surface air temperature up to intertropical latitudes. The anomalous circulation pattern is relatively opposite to PFT2. In the PFE model, presenting extreme events of sea ice expansion in the Indian Ocean and Western Pacific Ocean sectors, there are negative SST anomalies in the Southwestern Pacific and positive SST anomalies in the Southern Atlantic. There are negative atmospheric pressure anomalies over the Antarctic Continent and the Southeastern Pacific sectors, and positive anomalies over the South Pacific and Southeastern Atlantic mid-latitude sectors, hampering blocking events, and implying a larger density of cyclone events around the Antarctic coastal latitudes (60° e 70° S). Inversely, cyclone density is smaller at lower latitudes. On evaluating the models related to blocking activity simulation of the present climate, the model presenting the largest Antarctic sea ice underestimation (overestimation), MIROC5 (CCSM4), presented a weaker (stronger) polar jet stream and larger (smaller) geopotential height at 500hPa, in relation to the observed data, resulting in an increase (reduction) in blocking event frequency. In future climate change scenarios, the level of uncertainty indicated by the models is so great that even if the forcings were changed, the signal would continue weak, implying their difficulty to reproduce

atmospheric blockings. These results suggest that extreme Antarctic sea ice events can create favorable or unfavorable conditions for producing blocking events, giving evidence to the interaction between low and high frequency phenomena, suggesting the highly nonlinear nature associated with atmospheric blockings.

Keywords: atmospheric blockings, sea ice, low frequency variability, cryosphere-atmosphere interaction.

Lista de figuras

- Figura 1.1.** Esboço idealizado do campo de altura geopotencial em 500 hPa típico para o Hemisfério Sul na presença de sistemas de bloqueio: (a) padrão ômega invertido e (b) padrão dipolo. “A” significa uma região de alta pressão e “B” uma de baixa pressão. Fonte: adaptado de Nascimento e Ambrizzi (2002)35
- Figura 1.2.** Concentração média de gelo marinho durante o (a) verão (JFM) e (b) inverno (JAS) austral, entre 1981 e 2014. Os dados são oriundos das reanálises do ERA-Interim (*ECMWF Data Server*)41
- Figura 1.3.** Composição de anomalias de TSM (°C) em eventos de El Niño (superior) e La Niña (inferior). As composições são médias entre o mês de maio anterior ao evento ENOS maduro até o próximo mês de abril, totalizando 5 eventos de El Niño e 5 eventos de La Niña. STJ é a corrente de jato subtropical, PFJ é a corrente de jato polar, H (L) é um centro anômalo de alta (baixa) pressão persistente. Fonte: Yuan (2004)43
- Figura 2.1.** Regiões do Niño 1+2 (0° a 10° S, 90° W a 80° W), Niño 3 (5° N a 5° S, 150° W a 90° W), Niño 3.4 (5° N a 5° S, 170° W a 120° W) e Niño 4 (5° N a 5° S, 160° E a 150° W). Fonte: CPC/NOAA (2015)52
- Figura 2.2.** Série temporal (1979-2013) das anomalias trimestrais de TSM para as regiões do Niño (linha contínua) e limiar de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ (linha tracejada)53
- Figura 2.3.** Série temporal do índice AAO diário filtrado na escala interanual e desvio padrão (desvpad – linha tracejada) para o inverno austral entre 1979 e 201355
- Figura 2.4.** Setores do HS. Modificado de Cavalieri e Parkinson (2008)56
- Figura 2.5.** Série temporal diária da extensão de gelo marinho nos setores do (a) mar de Ross, (b) mares de Bellingshausen-Amundsen, (c) mar de Weddell, (d) Oceano Índico e (e) Oceano Pacífico Oeste, entre janeiro de 1979 e dezembro de 2013. O gráfico inserido mostra o ciclo anual computado a partir de 35 anos de dados diários59
- Figura 2.6.** Anomalias totais (curva azul) e interanuais (curva preta) de gelo marinho nos setores do (a) mar de Ross, (b) mares de Bellingshausen-Amundsen, (c) mar de Weddell, (d) Oceano Índico e (e) Oceano Pacífico Oeste, entre janeiro de 1979 e dezembro de 201360
- Figura 2.7.** Frequência médias de dias bloqueados (coluna da esquerda) e de eventos de bloqueio (coluna da direita) por longitude, de acordo com as bandas de latitudes e o intervalo total, durante (a, b) primavera (OND), (c, d) verão (JFM), (e, f) outono (AMJ) e (g, h) inverno (JAS) austral entre 1979 e 201365
- Figura 2.8.** Seção vertical climatológica (1979-2013) da velocidade vertical ($10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) média no setor do (a) Pacífico Sudeste (120° a 80° W) e (b) Atlântico Sul (80° W a 10° E)68
- Figura 2.9.** Tendências (a) na forçante radiativa (Wm^{-2}) e (b) nas concentrações de CO_2 (pmm) para os quatro cenários RCPs. Áreas em cinza indicam os percentis de 98% e 90% (cinza claro e escuro, respectivamente). Fonte: *Van Vuuren et al. (2011)*71

Figura 3.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m ($^{\circ}\text{C}$), (i, j) vento meridional a 10 m (m s^{-1}), (k, l) vento zonal a 10 m (m s^{-1}), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa (m s^{-1}), (s, t) radiação de onda longa emergente (W m^{-2}), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do mar de Ross. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos78

Figura 3.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (ω , $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ} \text{ W} - 80^{\circ} \text{ W}$) e (c, d) do Atlântico Sul (80° W a 10° E) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do mar de Ross. As anomalias negativas (azul) e positivas (vermelho) são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos81

Figura 3.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013). O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos84

Figura 3.4. Anomalia de densidade de trajetória de ciclones (10^{-4} km^{-2}) durante os eventos extremos interanuais de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2013. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos85

Figura 3.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade fraca (barra amarela), moderada (barra verde) e forte (barra vermelha) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross87

Figura 3.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) (figuras superiores) e composições de anomalias interanuais de temperatura da superfície do mar (figuras inferiores) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross durante (a) fase negativa da AAO, (b) neutralidade, (c) El Niño no Niño 3.4 e Niño 4, (d) La Niña no Niño 1+2, (e) fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2, (f) fase negativa da AAO combinada com El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 (g) fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2. N é o número de eventos independentes90

Figura 3.7. Composições de anomalias interanuais de (a, d) radiação de onda longa emergente (W m^{-2}), (b, e) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (c, f) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross na fase negativa da AAO combinada com El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 (linha superior) e em La Niña no Niño 1+2 (linha inferior). Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). N é o número de eventos independentes92

Figura 3.8. Similar à Figura 3.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross durante (a) La Niña no Niño 1+2, (b) La Niña no Niño 3.4,

(c) La Niña no Niño 3, (d) La Niña combinada no Niño 1+2 e Niño 3, (e) La Niña no Niño 4, (f) La Niña combinada no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4, (g) fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2 e Niño 3, (h) fase positiva da AAO, (i) fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4, (j) fase positiva da AAO combinada com La Niña no Niño 4 e (k) fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2, La Niña no Niño 3.4 e Niño 493

Figura 3.9. Similar à Figura 3.7, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross na fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4 (linha superior) e na fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2 e La Niña no Niño 3.4 e Niño 4 (linha inferior)96

Figura 4.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m ($^{\circ}\text{C}$), (i, j) vento meridional a 10 m (m s^{-1}), (k, l) vento zonal a 10 m (m s^{-1}), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa (m s^{-1}), (s, t) radiação de onda longa emergente (W m^{-2}), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos100

Figura 4.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (ω , 10-2 Pa s^{-1}) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ} \text{W} - 80^{\circ} \text{W}$) e (c, d) do Atlântico Sul (80°W a 10°E) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen. As anomalias negativas (azul) e positivas (vermelho) são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos100

Figura 4.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013). O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos105

Figura 4.4. Anomalia de densidade de trajetória de ciclones durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2014. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos106

Figura 4.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade fraca (barra amarela), moderada (barra verde) e forte (barra vermelha) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen108

Figura 4.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) (figuras superiores) e composições de anomalias interanuais de temperatura da superfície do mar (figuras inferiores) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-

Amundsen nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade. N é o número de eventos independentes111

Figura 4.7. Composições de anomalias interanuais de (a) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (c) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsenna fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas são significativas ao nível de 10%. N é o número de eventos independentes113

Figura 4.8. Similar à Figura 4.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade114

Figura 4.9. Similar à Figura 4.7, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen na fase positiva da AAO combinada com La Niña em todas as regiões do Niño (linha superior), fase negativa da AAO combinada com El Niño em todas as regiões do Niño (linha central) e El Niño nas regiões do Niño 3.4 e Niño 4 (linha inferior)116

Figura 5.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m ($^{\circ}C$), (i, j) vento meridional a 10 m ($m s^{-1}$), (k, l) vento zonal a 10 m ($m s^{-1}$), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$), (s, t) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do mar de Weddell. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente120

Figura 5.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (ω , $10^{-2} Pa s^{-1}$) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ} W - 80^{\circ} W$) e (c, d) do Atlântico Sul ($80^{\circ} W$ a $10^{\circ} E$) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do mar de Weddell. As anomalias negativas (azul) e positivas (vermelho) são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente123

Figura 5.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente125

Figura 5.4. Anomalia de densidade de trajetória de ciclones durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2015. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente126

Figura 5.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade fraca (barra amarela), moderada (barra verde) e forte (barra

vermelha) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell128

Figura 5.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade. N é o número de eventos independentes131

Figura 5.7. Composições de anomalias interanuais de (a, b) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (c, d) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (e, f) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell na fase positiva da AAO combinada com La Niña na região do Niño 1+2 e Niño 4 (linha superior) e na fase negativa da AAO (linha inferior). Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). N é o número de eventos independentes133

Figura 5.8. Similar à Figura 5.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade134

Figura 5.9. Similar à Figura 5.7, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell em episódios de El Niño em todas as regiões do Niño (linha superior) e na fase Neutra (linha inferior)136

Figura 6.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m ($^{\circ}C$), (i, j) vento meridional a 10 m ($m s^{-1}$), (k, l) vento zonal a 10 m ($m s^{-1}$), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$), (s, t) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do Oceano Índico. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente140

Figura 6.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (ω , $10^{-2} Pa s^{-1}$) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ} W - 80^{\circ} W$) e (c, d) do Atlântico Sul ($80^{\circ} W$ a $10^{\circ} E$) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do Oceano Índico. As anomalias negativas (azul) e positivas (vermelho) são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente143

Figura 6.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013). O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente145

Figura 6.4. Anomalia de densidade de ciclones durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2013. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente146

Figura 6.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade (fraca, moderada e forte) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico148

Figura 6.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) (coluna da esquerda) e composições de anomalias interanuais de temperatura da superfície do mar (°C) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade. N é o número de eventos independentes150

Figura 6.7. Composições de anomalias interanuais de (a) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (c) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico na fase negativa da AAO combinada com El Niño na região do Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). N é o número de eventos independentes152

Figura 6.8. Similar à Figura 6.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade152

Figura 6.9. Similar à Figura 6.7, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico na fase positiva da AAO (linha superior), eventos de El Niño na região do Niño 3.4 (linha central) e evento de El Niño na região do Niño 4 (linha inferior)155

Figura 7.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar (°C), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m (°C), (i, j) vento meridional a 10 m ($m s^{-1}$), (k, l) vento zonal a 10 m ($m s^{-1}$), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$), (s, t) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente160

Figura 7.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (omega, $10^{-2} Pa s^{-1}$) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ} W - 80^{\circ} W$) e (c, d) do Atlântico Sul ($80^{\circ} W$ a $10^{\circ} E$) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente163

Figura 7.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente165

Figura 7.4. Anomalia de densidade de ciclones durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2013. As linhas pontilhadas

indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente166

Figura 7.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade (fraca, moderada e forte) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste168

Figura 7.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) (coluna da esquerda) e composições de anomalias interanuais de temperatura da superfície do mar (°C) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade. N é o número de eventos independentes170

Figura 7.7. Composições de anomalias interanuais de (a) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (c) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste na fase Neutra. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas)172

Figura 7.8. Similar à Figura 7.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade172

Figura 7.9. Similar à Figura 7.9, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste em La Niña na região do Niño 1+2174

Figura 8.1. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (a, e, i, m) do experimento histórico do modelo MIROC5 (1950-2005) e (b, f, j, n) das reanálises do ERA-Interim (1979-2013), (c, g, k, o) campo de diferença entre simulado (experimento histórico do MIROC5) e observado (ERA-Interim) e (d, h, l, p) desvio padrão do experimento histórico do modelo MIROC5 (1950-2005)177

Figura 8.2. Similar à Figura 8.1, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa178

Figura 8.3. Diferença entre frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude simulada (experimento histórico do MIROC5) e observada (ERA-Interim)179

Figura 8.4. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (a, e, i, m) do experimento histórico do modelo CCSM4 (1950-2005) e (b, f, j, n) das reanálises do ERA-Interim (1979-2013), (c, g, k, o) campo de diferença entre simulado (experimento histórico do CCSM4) e observado (ERA-Interim) e (d, h, l, p) desvio padrão do experimento histórico do modelo CCSM4 (1950-2005)181

Figura 8.5. Similar à Figura 8.4, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa182

Figura 8.6. Diferença entre frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude simulada (experimento histórico do CCSM4) e observada (ERA-Interim)183

Figura 8.7. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (a, e, i, m) do experimento histórico do modelo NorESM-1 (1950-2005) e (b, f, j, n) das reanálises do ERA-Interim (1979-2013), (c, g, k, o) campo de diferença entre simulado (experimento histórico do NorESM-1) e observado (ERA-Interim) e (d, h, l, p) desvio padrão do experimento histórico do modelo NorESM-1 (1950-2005)185

Figura 8.8. Similar à Figura 8.7, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa	186
Figura 8.9. Diferença entre frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude simulada (experimento histórico do NorESM-1) e observada (ERA-Interim)	187
Figura 8.10. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (2006-2100) para os cenários futuros (a, e, i, m) RCP4.5 e (c, g, k, o) RCP8.5, diferença entre (b, f, j, n) o cenário futuro RCP4.5 e a simulação histórica e (d, h, l, p) o cenário futuro RCP8.5 e a simulação histórica do modelo MIROC5	189
Figura 8.11. Similar à Figura 8.10, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa	190
Figura 8.12. Diferença entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude para os cenários futuros (a, c, e, g) RCP4.5, (b, d, f, h) RCP8.5 e a simulação histórica do modelo MIROC5	191
Figura 8.13. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (2006-2100) para os cenários futuros (a, e, i, m) RCP4.5 e (c, g, k, o) RCP8.5, diferença entre (b, f, j, n) o cenário futuro RCP4.5 e a simulação histórica e (d, h, l, p) o cenário futuro RCP8.5 e a simulação histórica do modelo CCSM4	193
Figura 8.14. Similar à Figura 8.13, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa	194
Figura 8.15. Diferença entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude para os cenários futuros (a, c, e, g) RCP4.5, (b, d, f, h) RCP8.5 e a simulação histórica do modelo CCSM4	195
Figura 8.16. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (2006-2100) para os cenários futuros (a, e, i, m) RCP4.5 e (c, g, k, o) RCP8.5, diferença entre (b, f, j, n) o cenário futuro RCP4.5 e a simulação histórica e (d, h, l, p) o cenário futuro RCP8.5 e a simulação histórica do modelo NorESM-1	197
Figura 8.17. Similar à Figura 8.16, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa	198
Figura 8.18. Diferença entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude para os cenários futuros (a, c, e, g) RCP4.5, (b, d, f, h) RCP8.5 e a simulação histórica do modelo NorESM-1	199
Figura 9.1. Diagrama conceitual do PFT1 durante os eventos extremos interanuais de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell e dos mares de Bellingshausen-Amundsen e eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross durante o inverno austral, entre 1979 e 2013. Sombreado azul (vermelho) de -ATSM (+ATSM) representam anomalias interanuais de TSM negativas (positivas). Sombreado verde (laranja) de -ROLE (+ROLE) representam anomalias interanuais de ROLE negativas (positivas). Seta em verde (amarelo) de -JP (+JP) representa enfraquecimento (fortalecimento) do jato polar. Sinal negativo (positivo) vermelho indica anomalias negativas (positivas) de frequência de eventos de bloqueio. Sinal negativo (positivo) verde indica anomalias negativas (positivas) de densidade de ciclones. B (A) representam anomalias interanuais de baixa (alta) pressão. Sombreado amarelo (azul) indica anomalias interanuais negativas (positivas) de precipitação. Sombreado azul forte (vermelho forte) de -T2m (+T2m) indica anomalias interanuais negativas (positivas) de temperatura do ar a 2 m	203

Figura 9.2. Similar à Figura 9.1, mas em relação ao PFT2 durante os eventos extremos interanuais de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross, Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell durante o inverno austral, entre 1979 e 2013205

Figura 9.3. Similar à Figura 9.1, mas em relação ao PFE durante os eventos extremos interanuais de expansão no setor do Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste durante o inverno austral, entre 1979 e 2013206

Lista de tabelas

- Tabela 2.1** – Classificação de intensidade dos eventos ENOS nas regiões do Niño, entre 1979 e 201353
- Tabela 2.2** – Classificação dos eventos de El Niño em El Niño-Pacífico Leste e El Niño-Pacífico Central entre 1979-201354
- Tabela 2.3** – Quartis de 25% e 75% da distribuição sazonal de inverno austral (1979-2013) de anomalias interanuais de gelo marinho ($\times 10^5 \text{ km}^2$), ou seja, eventos extremos de retração (Retr) e expansão (Exp) nos setores do mar de Ross (MR), mares de Bellingshausen-Amundsen (MBA), mar de Weddell (MW), Oceano Índico (OI) e Oceano Pacífico Oeste (OPW)61
- Tabela 2.4** – Anos com eventos extremos de retração (Retr) e expansão (Exp) de gelo marinho nos setores do mar de Ross (MR), mares de Bellingshausen-Amundsen (MBA), mar de Weddell (MW), Oceano Índico (OI) e Oceano Pacífico Oeste (OPW) para o inverno austral (1979-2013). N é o número de eventos independentes61
- Tabela 3.1** - Anos com eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Ross durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos86
- Tabela 4.1** – Anos com eventos extremos de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos107
- Tabela 5.1** – Anos com eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Weddell durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente128
- Tabela 6.1** – Anos com eventos extremos de gelo marinho no setor do Oceano Índico durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente147
- Tabela 7.1** – Anos com eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente167

Lista de abreviaturas e siglas

AAO	Antarctic Oscillation
AOGCMs	Atmosphere-ocean general circulation models
AR5	Fifth Assessment Report
CCSM4	Community Climate System Model version 4
CICE	Community Ice Code
CLM4	Community Land Model
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project
CPC	Climate Prediction Center
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DOE	Department of Energy
EMICs	Earth system models of intermediate complexity
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
EOF	Empirical Orthogonal Function
ESMs	Earth System models
FFT	Fast Fourier Transform
GHGN	Gradiente de altura geopotencial norte
GHGS	Gradiente de altura geopotencial sul
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
MCTI	Ministério de Ciência, Tecnologia e Inovação
MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate version 5
N	Número de eventos independentes
NCAR	National Center for Atmospheric Research

NCC	Norwegian Climate Centre
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NorESM1-M	Norwegian Earth System Model version 1
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OMM	Organização Meteorológica Mundial
ONI	Oceanic Niño Index
PSA	Pacific-South American
PVU	Unidade de vorticidade potencial
RCPs	Representative Concentration Pathways
ROLE	Radiação de onda longa emergente
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
TSM	Temperatura da superfície do mar
UNEP	United Nations Environment Programme
WCRP	World Climate Research Program's
WGCM	Working Group on Coupled Modelling

Lista de símbolos

$\bar{\theta}$	temperatura potencial média
$^{\circ}\text{C}$	graus Celsius
CO_2	monóxido de carbono
hPa	Hectopascal
K	Kelvin
km	quilômetro
m	metro
Pa	Pascal
ppm	parte por milhão
psu	PracticalSalinity Unit
r	correlação de Pearson
s	segundo
t	tempo
W	Watts
Z	altura geopotencial em 500 hPa
a	significância estatística
ζ	vorticidade relativa
λ	longitude
ϕ	latitude
$\vec{\omega}$	velocidade vertical

Sumário

Capítulo 1: Introdução	31
1.1 Motivação	32
1.2 Bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul	34
1.2.1 Definição e características sinóticas	34
1.2.2 Forçantes e mecanismos de geração	36
1.2.3 Critérios de identificação de bloqueios	38
1.3 Gelo marinho antártico	39
1.3.1 Importância para o sistema climático	39
1.3.2 Variabilidade climática	40
1.4 Relação entre bloqueios atmosféricos e cobertura de gelo marinho.....	45
1.5 Bloqueios, gelo marinho e mudanças climáticas.....	46
1.6 Objetivos.....	48
Capítulo 2: Material e Métodos	51
2.1 Índice ENOS e AAO	52
2.2. Extremos interanuais de gelo marinho	55
2.3 Reanálises climáticas	62
2.4 Índice de bloqueio.....	62
2.5 Algoritmo de rastreamento de trajetória de ciclones extratropicais	66
2.6 Células de circulação meridional	67
2.7 Análise de composições	68
2.8 Dados de modelos.....	69
2.8.1 CMIP5 e cenários climáticos.....	69
2.8.2 Modelos.....	71
2.8.2.1 MIROC5.....	72
2.8.2.2 CCSM4	72
2.8.2.3 NorESM1-M.....	73
Capítulo 3: Setor do mar de Ross	75
3.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho.....	76
3.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical.....	76
3.1.2 Células de circulação meridional	81
3.1.3 Bloqueios atmosféricos	83
3.1.4 Densidade de trajetória de ciclones	84
3.1.5 ENOS e AAO	85
Capítulo 4: Setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen	97
4.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho.....	98
4.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical	98
4.1.2 Células de circulação meridional	103
4.1.3 Bloqueios atmosféricos	104

4.1.4 Densidade de trajetória de ciclones	105
4.1.5 ENSO e AAO	107
Capítulo 5: Setor do mar de Weddell	117
5.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho.....	118
5.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical.....	118
5.1.2 Células de circulação meridional	123
5.1.3 Bloqueios atmosféricos	124
5.1.4 Densidade de trajetória de ciclones	126
5.1.5 ENOS e AAO	127
Capítulo 6: Setor do Oceano Índico.....	137
6.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho.....	138
6.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical.....	138
6.1.2 Células de circulação meridional	143
6.1.3 Bloqueios atmosféricos	144
6.1.4 Densidade de ciclones.....	145
6.1.5 ENSO e AAO	147
Capítulo 7: Setor do Oceano Pacífico Oeste.....	157
7.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho.....	158
7.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical.....	158
7.1.2 Células de circulação meridional	163
7.1.3 Bloqueios atmosféricos	164
7.1.4 Densidade de ciclones	165
7.1.5 ENOS e AAO	166
Capítulo 8: Bloqueios atmosféricos nos Modelos de Circulação Geral Oceano-Atmosfera do CMIP5	175
8.1 Avaliação dos modelos de Circulação Geral Oceano-Atmosfera do CMIP5: NorESM1-M, MIROC5 e CCSM4	176
8.1.1 MIROC5	176
8.1.2 CCSM4.....	179
8.1.3 NorESM1-M	183
8.2 Cenários futuros de mudanças climáticas.....	187
8.2.1 MIROC5	187
8.2.2 CCSM4.....	192
8.2.3 NorESM-1	196
Capítulo 9: Conclusões.....	201
9.1 Sugestões para trabalhos futuros	207
Referências	209
Apêndice.....	219
Anexo.....	229

CAPÍTULO 1

Introdução

1.1 Motivação

A América do Sul possui uma economia altamente dependente da agricultura. A estreita ligação entre a produção agrícola e as condições de tempo faz com que eventos extremos de tempo nas regiões produtoras tenham efeitos altamente danosos. Estes efeitos se traduzem muitas vezes em perdas na produção de uma determinada região. Assim, episódios prolongados de condições de tempo extremos, como secas/inundações (TRENBERTH; GUILLEMOT, 1995; MO; NOGUES PEAGLE; HIGGINS, 1997) e ondas de calor (KALKSTEIN et al., 1996; KARL; KNIGHT, 1997) são de considerável importância para a sociedade. Tais eventos extremos são frequentemente associados com anomalias periódicas do escoamento atmosférico (DOLE 1986a, b; HIGGINS; SCHUBERT, 1994), que podem durar de alguns dias até semanas. Dentre estes fenômenos, os bloqueios atmosféricos estão significativamente associados com eventos extremos de tempo, devido a sua natureza sistemática e persistente, afetando a propagação normal dos sistemas transientes. Portanto, uma melhor compreensão dos mecanismos que originam, mantêm e dissipam os bloqueios atmosféricos são de grande importância para o sucesso da previsão de curto, médio e longo prazo, tendo em vista que os bloqueios possuem um papel importante na variabilidade atmosférica em várias escalas de tempo (*e.g.*, REX, 1950b; TSOU; SMITH, 1990; NAKAMURA; WALLACE, 1993; NAKAMURA, 1994; NAKAMURA; NAKAMURA; ANDERSON, 1997; LUPO; SMITH, 1998; LUO et al., 2002; NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002; NAKAMURA; FUKAMACHI, 2004; TYRLIS; HOSKINS, 2008a, b).

Existe uma necessidade de encontrar novos preditores fisicamente relacionados com os bloqueios atmosféricos para melhor prever tais sistemas. Dentre os mecanismos associados aos bloqueios atmosféricos, no Hemisfério Norte (HN) a forçante orográfica é dominante (KIKUCHI, 1969), enquanto no Hemisfério Sul (HS), devido à menor assimetria da orografia, a principal forçante é a térmica (COUGHLAN, 1983). Uma condição para anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) produzir aquecimento anômalo e, por sua vez, produzirem mudanças na circulação atmosférica de grande escala, é a localização destas anomalias em relação ao escoamento de grande escala (SHUKLA, 1986). Como a borda do gelo marinho antártico está localizada em uma região muito sensível, ao sul da zona baroclínica do HS, existe um grande potencial da variabilidade do gelo marinho afetar a circulação atmosférica (RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; KIDSTON et al., 2011; PARISE et al., 2015). Kidston et al. (2011) mostraram que nas latitudes médias austrais anomalias positivas de TSM de 0,5-1,0°C resultaram em anomalias de fluxos de calor em superfície de 1-5 Wm⁻², enquanto anomalias de gelo marinho antártico geraram anomalias

de fluxos superiores a 100 Wm^{-2} . Assim, os autores concluem que variações na cobertura de gelo marinho têm potencial de exercer influência mais expressiva na circulação atmosférica do que anomalias de TSM.

A relação entre os bloqueios atmosféricos e a cobertura de gelo marinho foi pouco explorada até o momento, embora haja evidências de que exista. Os bloqueios no HS ocorrem principalmente entre as latitudes de 50° e 65° S (SINCLAIR, 1996; MENDES et al., 2008), de forma que os bloqueios localizados em latitudes maiores são mais persistentes do que aqueles sobre latitudes menores (OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRIZZI, 2013). Além disso, a maior frequência de bloqueios ocorre na estação fria (VAN LOON, 1956; MENDES et al., 2008). Esse período coincide com a máxima extensão do gelo marinho antártico, o qual possui um grande potencial de afetar a circulação atmosférica, da superfície até os níveis médios da troposfera (YUAN; MARTINSON; LIU, 1998; RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; KIDSTON et al., 2011; PARISE et al., 2015). Desta forma, o foco do presente estudo é o inverno austral (julho, agosto e setembro), pois é o período em que o gelo marinho mais impacta a circulação atmosférica de grande escala devido à sua posição em relação à zona baroclínica do HS (KIDSTON et al., 2011). Assim, um aumento na extensão do gelo marinho pode influenciar significativamente os gradientes meridionais de temperatura do ar na zona baroclínica, deslocando o jato polar em direção ao polo (KIDSTON et al., 2011).

Nossa hipótese é que quando há eventos anômalos de retração (expansão) de gelo marinho associados a anomalias positivas (negativas) de TSM (RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; CUNNINGHAM; BONATTI, 2011; LIU et al., 2012; TANG; ZHANG; FRANCIS, 2014), os fluxos de calor do oceano para a atmosfera são reforçados (atenuados) (SHUKLA, 1986; RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; CUNNINGHAM; BONATTI, 2011; LIU et al., 2012), o que resulta em aquecimento (resfriamento) troposférico (RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; TANG; ZHANG; FRANCIS, 2014). Isso diminui (aumenta) os gradientes meridionais de temperatura e pressão, o que enfraquece (intensifica) os ventos de oeste em superfície e o jato polar (RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; LIU et al., 2012; TANG; ZHANG; FRANCIS, 2014). Com o jato polar mais fraco (intenso), as cristas e cavados ficam mais (menos) amplificados (LIU et al., 2012; TANG; ZHANG; FRANCIS, 2014), favorecendo (desfavorecendo) o escoamento meridional e, assim, os bloqueios atmosféricos (LIU et al., 2012).

1.2 Bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul

1.2.1 Definição e características sinóticas

Episódios de bloqueio ocorrem quando o escoamento médio zonal de latitudes médias, predominantemente de oeste, é interrompido por um forte e persistente fluxo meridional na alta troposfera, associado a um anômalo anticiclone quente quase estacionário com estrutura barotrópica, resultando na bifurcação da corrente de jato (REX, 1950a; DOLE, 1986a, b; HIGGINS; SCHUBERT, 1994; HIGGINS; MO, 1997). O anticiclone é formado em latitudes maiores do que aquelas onde se localiza o alto Anticiclone Subtropical. Quando os sistemas de alta frequência se aproximam pelo oeste de uma região de bloqueio, os mesmos ficam enfraquecidos, alongados meridionalmente e comprimidos zonalmente. Assim, estes sistemas se tornam estacionários ou contornam o anticiclone de bloqueio, de forma que o jato polar é deslocado em direção às latitudes maiores, assim como a trilha de tempestades, a qual é fortalecida nessas regiões (COUGHLAN, 1983; NAKAMURA; WALLACE, 1990; AMBRIZZI; MARQUES; NASCIMENTO, 2009).

Conforme o tipo de bloqueio, duas situações podem ocorrer com o escoamento de oeste em altos níveis. Uma situação é conhecida como bloqueio do tipo ômega invertido, em que o escoamento sofre uma deflexão em direção às latitudes maiores, contornando a anomalia de alta pressão (**Figura 1.1a**). A segunda situação é conhecida como bloqueio do tipo dipolo, em que há uma anomalia de baixa pressão localizada no lado equatorial do anticiclone, podendo se fechar em uma baixa fria (*cut-off low*), caracterizando uma estrutura de dipolo (**Figura 1.1b**). Assim há um desvio do escoamento de oeste em direção às latitudes mais baixas, contornando o flanco equatorial da baixa fria, e em direção às latitudes mais altas, contornando o flanco polar do anticiclone (COUGHLAN, 1983).

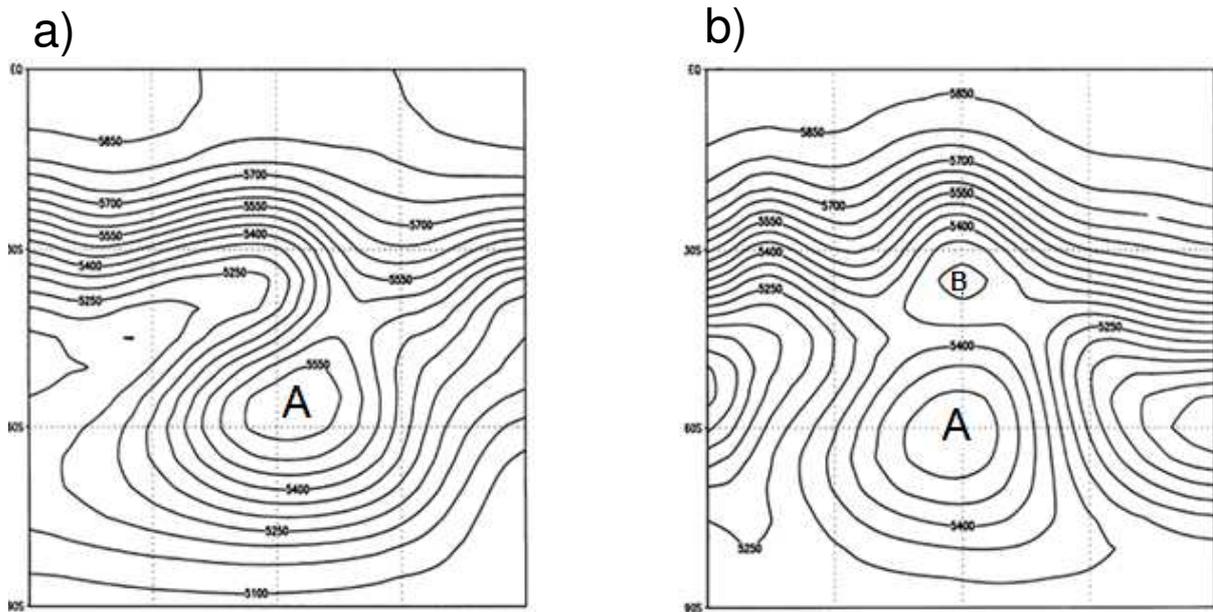


Figura 1.1. Esboço idealizado do campo de altura geopotencial em 500 hPa típico para o Hemisfério Sul na presença de sistemas de bloqueio: (a) padrão ômega invertido e (b) padrão dipolo. “A” significa uma região de alta pressão e “B” uma de baixa pressão. Fonte: adaptado de Nascimento e Ambrizzi (2002).

Os bloqueios no HS estão localizados preferencialmente sobre o Oceano Pacífico e os máximos secundários no sudoeste do Atlântico Sul e sul do Oceano Índico (VAN LOON, 1956; LEJEÑAS, 1984; TRENBERTH; MO, 1985; TIBALDI et al., 1994). Devido à presença de intensos ventos de oeste na alta troposfera, nas latitudes médias e altas, a duração dos bloqueios no HS é menor do que no HN (VAN LOON 1956; TIBALDI et al., 1994; BERRISFORD et al., 2006), além de estarem localizados em latitudes mais baixas e serem menos frequentes (LEJEÑAS, 1984; TIBALDI et al., 1994). Porém, Coughlan (1983) observou que a frequência de bloqueios sobre a região da Austrália e Nova Zelândia é de magnitude análoga à observada nas regiões preferenciais de bloqueios no HN. Isso ocorre, pois existe uma pronunciada bifurcação do escoamento de oeste sobre essa região devido a uma intensa crista no escoamento médio durante o ano centrada em torno de 55° S/175° W e um cavado em torno de 30° S/175° W, principalmente no inverno austral (TRENBERTH, 1980).

Os bloqueios atmosféricos podem ter um grande impacto no tempo e clima em todas as escalas de tempo (BERRISFORD et al., 2006). Episódios de bloqueio no Pacífico Sudeste e Atlântico Sul afetam a temperatura do ar e a precipitação sobre várias regiões da América do Sul. Temperaturas significativamente maiores (menores) do que a climatologia ocorrem no sul do Brasil, norte da Argentina, Uruguai e Paraguai, e menores (maiores) do que a climatologia no extremo sul da América do Sul para episódios de bloqueio sobre o

Pacífico Sudeste (Atlântico Sul). Os bloqueios no Pacífico Sudeste têm um maior impacto na precipitação durante o verão, com condições secas no nordeste do Brasil, e na primavera, com condições úmidas no centro e sul do Brasil. Já os bloqueios sobre o Atlântico Sul afetam a precipitação no outono e inverno, através de condições úmidas em parte do centro e sul do Brasil (MENDES et al., 2005; MENDES et al., 2008).

1.2.2 Forçantes e mecanismos de geração

A orografia é considerada uma das forçantes mais importantes para os bloqueios no HN. Por outro lado, nas latitudes médias do HS a assimetria orográfica é reduzida, assim como não há grandes áreas continentais (COUGHLAN, 1983). Desta forma, a forçante orográfica e o contraste terra-mar possivelmente não são os mecanismos primários para a ocorrência de bloqueios. A principal assimetria nas latitudes médias do HS é a variação longitudinal da TSM devido à localização assimétrica do continente antártico, de forma que a TSM é fria no Hemisfério Oriental e quente no Hemisfério Ocidental (COUGHLAN, 1983). Assim, a característica mais importante como forçante de bloqueios é a variação sazonal do gradiente zonal corrente acima da longitude de TSM mais aquecida (COUGHLAN, 1983).

Os bloqueios atmosféricos no HN são o resultado da interação entre ondas de escala sinótica e planetária, enquanto que no HS a superposição de ondas é mais importante do que a interação entre ondas (BURKHARDT; LUPO, 2005). Isso explicaria a baixa intensidade, frequência e persistência de bloqueios no HS (SHAKINA; IVANOVA, 2010). Através de uma retroalimentação positiva, os sistemas de alta frequência atuam na amplificação de altas de bloqueio (TSOU; SMITH, 1990; NAKAMURA; NAKAMURA; ANDERSON, 1997; LUPO; SMITH, 1998; LUO et al., 2002; NAKAMURA; FUKAMACHI, 2004), podendo estar associados à ciclogênese explosiva (NAKAMURA; WALLACE, 1993). Contudo, a importância relativa da forçante sobre escalas temporais e espaciais diferentes varia de região para região. Por exemplo, Nakamura, Nakamura e Anderson (1997) analisaram 30 eventos de bloqueio mais intensos na Europa e Pacífico Norte e constataram que na Europa o mecanismo primário de início de bloqueios é o fluxo de energia de um trem de ondas de Rossby quase-estacionário, enquanto a retroalimentação por sistemas transientes explica menos de 45% da amplificação de altas de bloqueio. Por outro lado, no Pacífico Norte os sistemas transientes explicam mais de 75% da amplificação das cristas de

bloqueio, enquanto a dinâmica de baixa frequência desempenha um papel secundário (NAKAMURA; NAKAMURA; ANDERSON, 1997).

A influência dos bloqueios na propagação de ondas de Rossby sobre o Pacífico Sul foi investigada por Nascimento e Ambrizzi (2002) através de dois episódios de fluxo bloqueado ocorrido no inverno austral de 1995. Para situações precedentes aos bloqueios, uma região de máximos valores de fluxo de atividade de onda foi obtida sobre a zona longitudinal onde os padrões de bloqueios se desenvolveriam posteriormente, indicando uma possível contribuição da propagação da onda de Rossby estacionária sobre o surgimento de episódios de bloqueio (NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002).

As ondas quase-estacionárias no HS mantêm uma localização e amplitude quase constantes ao longo do ano, o que impacta na posição da trilha de tempestades e nas regiões preferenciais de bloqueios (TRENBERTH, 1980). Na escala de tempo interanual, a variabilidade dos bloqueios atmosféricos está associada principalmente ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Na fase quente (fria) do ENOS, o que é consistente com a fase negativa (positiva) da Oscilação Antártica (*Antarctic Oscillation - AAO*) (KILADIS; MO, 1998; KIDSON, 1999; CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005; FOGT et al., 2010 OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRIZZI, 2013), existe uma alta (baixa) pressão anômala no Pacífico Sudeste, com estrutura barotrópica equivalente, associada a uma maior (menor) frequência de bloqueios nessa região (e.g., RUTLLANT; FUENZALIDA, 1991; RENWICK, 1998; RENWICK; REVELL, 1999; MARQUES; RAO, 2000; WIEDENMANN et al., 2002; DONG; VOGELSANG; COLUCCI, 2008; OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRIZZI, 2013). Renwick (1998) e Renwick e Revell (1999) observaram que o número de dias bloqueados tende a aumentar durante a fase quente do ENOS, particularmente sobre o Pacífico Sudeste, durante a primavera e verão austral. Da mesma forma, Dong, Vogelsang e Colucci (2008) encontraram uma maior frequência de bloqueios na fase quente do ENOS, embora a intensidade aparentemente não fosse afetada pelos seus ciclos. Oliveira (2011), através de uma análise de 59 anos (1949-2007) observou que episódios moderados e fortes da fase quente do ENOS em relação aos anos Neutros durante o outono até a primavera tendem a modificar o local preferencial de bloqueios, mas não a frequência. Por outro lado, o autor verificou que na fase fria do ENOS houve uma redução dos eventos de bloqueio sobre o setor do Pacífico Central, exceto durante os meses de verão.

1.2.3 Critérios de identificação de bloqueios

A identificação dos bloqueios é feita através de métodos objetivos e não objetivos. No HS, van Loon (1956) realizou um estudo pioneiro sobre a climatologia de bloqueios usando uma metodologia não objetiva similar à de Rex (1950a, b). Entre os critérios utilizados, é considerado que o deslocamento do sistema de bloqueio deve ser menor do que 25° de longitude em 45° S durante todo o seu período; o centro da alta de bloqueio deve estar posicionado pelo menos 10° de latitude ao sul do cinturão subtropical de altas pressões; e o bloqueio deve durar pelo menos seis dias (VAN LOON, 1956). Outros métodos não objetivos foram propostos com o intuito de reduzir ao máximo a subjetividade na caracterização dos bloqueios, como por exemplo, Wright (1974) e Casarin e Kousky (1982). Contudo, a dificuldade de se traduzir tais critérios para um código computacional que otimizasse a sua aplicação em grandes conjuntos de dados, fez com que os critérios não objetivos se tornassem menos apropriados. A partir de então foram desenvolvidos métodos objetivos (como os índices zonais) de identificação de bloqueios para simplificar a interpretação do estado da atmosfera, em que as propriedades cinemáticas do escoamento cumprem com as condições de bloqueio.

O índice zonal é geralmente utilizado para representar dois estados da atmosfera em latitudes médias: (1) um estado associado ao escoamento predominantemente zonal, caracterizado por intensos ventos de oeste; e (2) um estado que representa o colapso dos ventos de oeste e predomina um escoamento meridional (KAYANO; KOUSKY, 1990). Índices similares ao índice zonal foram definidos em vários estudos prévios para o HS (*e.g.*, LEJEÑAS, 1984; KAYANO; KOUSKY, 1990; TIBALDI et al., 1994; SINCLAIR, 1996). Uma das metodologias frequentemente utilizada para identificar os casos de bloqueio é a proposta por Lejeñas (1984), que define o índice zonal de bloqueio como

$$I(\lambda) = Z_{35^{\circ} S}(\lambda) - Z_{50^{\circ} S}(\lambda) \quad (1.1)$$

onde $I(\lambda)$ é o índice zonal na longitude λ e Z é a altura geopotencial em 500 hPa. O índice é calculado para cada 10° de longitude, de forma a cobrir todo o HS. Os critérios para que o fenômeno seja classificado como um sistema de bloqueio são: (1) que o índice seja menor do que zero, ou seja, que haja um aumento da altura geopotencial com a latitude; e (2) que o valor médio do índice seja negativo numa faixa de 30° de longitude. Tibaldi et al. (1994) modificaram ligeiramente o índice de Lejeñas (1984), com critérios mais restritivos e que

mencionam a duração do evento, através do cálculo de gradientes de altura geopotencial em 500 hPa, conforme será apresentado no Capítulo 2, seção 2.4.

Mais recentemente, o índice PV- θ (β) vem sendo utilizado para detectar eventos de bloqueio através da quebra de ondas de Rossby na tropopausa dinâmica de superfície de 2-PVU [onde 1 unidade de vorticidade potencial (PVU) = $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}\text{Kks}^{-1}$] (TYRLIS; HOSKINS, 2008a, b). Um forte indicativo de situação de bloqueio é a quebra de ondas de Rossby na tropopausa em grande escala, através da reversão do gradiente meridional de temperatura potencial, em que há a extrusão de ar de alta temperatura potencial em direção ao polo e uma extrusão de ar de baixa temperatura potencial em direção ao equador (TYRLIS; HOSKINS, 2008a, b). Basicamente, o índice β no HN consiste na subtração da temperatura potencial média entre uma região na direção polar ($\bar{\theta}_p$) e outra na direção equatorial ($\bar{\theta}_e$) de uma latitude central (φ_c):

$$\beta(\lambda) = \bar{\theta}_p - \bar{\theta}_e = \frac{1}{\delta\varphi} \int_{\varphi_c - \delta\varphi}^{\varphi_c} \theta d\varphi - \frac{1}{\delta\varphi} \int_{\varphi_c}^{\varphi_c + \delta\varphi} \theta d\varphi \quad (1.2)$$

onde $\delta\varphi$ é a extensão meridional dos bloqueios.

1.3 Gelo marinho antártico

1.3.1 Importância para o sistema climático

Gelo marinho é qualquer forma de gelo formado pelo congelamento da água do mar (SIMÕES, 2004). O gelo marinho possui um papel importante no sistema climático global. Este papel é em grande parte atribuído ao fato do gelo marinho alterar o albedo da superfície oceânica, afetando a quantidade de radiação solar absorvida. Assim, o albedo típico do oceano de cerca de 10-15% passa para valores de até 90% quando coberto por gelo marinho (KING; TURNER, 1997; WADHAMS, 2000; THOMAS; DIECKMANN, 2010). O gelo marinho também possui baixa condutividade térmica, inibindo as trocas de calor, massa e momento entre oceano-atmosfera (KING; TURNER, 1997). O derretimento e congelamento do gelo marinho influenciam a estabilidade do oceano superior devido às variações de salinidade, o que afeta diretamente o processo de formação de massas de água e, assim, possui potencial de alterar a circulação termohalina global (KING; TURNER, 1997; WADHAMS, 2000). O gelo marinho também influencia na formação de massas de ar

nas altas latitudes. No verão austral, devido à máxima retração sazonal do gelo marinho antártico, a massa de ar formada sobre o Oceano Austral, entre a Convergência Subtropical e a borda do gelo marinho, é chamada de marítima polar (TALJAARD, 1972). Contudo, no inverno austral o limite sul da região de origem da massa de ar marítima polar está ao norte da borda do gelo marinho, de forma que sobre o Oceano Austral coberto por gelo marinho é formada uma massa de ar mais fria, a marítima antártica (TALJAARD, 1972).

Estudos realizados através de modelagem numérica (e.g. SIMMONDS; BUDD, 1991; SIMMONDS; WU, 1993; MENÉNDEZ; SERAFINI; LE-TREUT, 1999a, b; RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; CUNNINGHAM; BONATTI, 2011; PARISE et al., 2015) mostram que uma redução (expansão) na cobertura de gelo marinho antártico resulta em uma diminuição (aumento) nos gradientes meridionais de temperatura e pressão, enfraquecendo (fortalecendo) o cinturão circumpolar de baixas pressões e deslocando para norte (sul) o jato polar. Desta forma, a Célula Polar expande (contrai) e enfraquece (fortalece), de forma que a Célula de Ferrel é deslocada para norte (sul) (RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; PARISE et al., 2015). Essa configuração teria um impacto significativo na propagação de sistemas frontais, afetando a precipitação nas latitudes médias do HS (SIMMONDS; BUDD, 1991; SIMMONDS; WU, 1993; MENÉNDEZ; SERAFINI; LE-TREUT, 1999b). Cunningham e Bonatti (2009) fizeram experimentos com o modelo de circulação geral da atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC - INPE) para entender o papel da extensão do gelo marinho como forçante da circulação atmosférica durante a primavera austral. Os resultados mostram que onde a cobertura do gelo marinho nos mares de Ross e Amundsen foi excessiva (deficiente), os fluxos de calor latente e sensível através do oceano foram atenuados (acentuados), levando a fortes anomalias negativas (positivas) de fluxos de superfície ascendentes (CUNNINGHAM; BONATTI, 2009; CUNNINGHAM, 2011).

1.3.2 Variabilidade climática

A cobertura de gelo marinho ocupa grandes extensões oceânicas: cerca de 10% de área oceânica no HN e 13% no HS (SQUIRE, 1984). O gelo marinho antártico possui uma grande variabilidade entre a estação quente e fria, variando a sua extensão média climatológica entre $2,5$ e $3,8 \times 10^6$ km² no mês de fevereiro a $17,5$ e $18,9 \times 10^6$ km² em setembro (CAVALIERI; PARKINSON, 2008). Na estação fria, a extensão de gelo marinho é

superior à área de gelo continental, que é de $14 \times 10^6 \text{ km}^2$ (WADHAMS, 2000). A partir da climatologia de concentração de gelo marinho no verão (janeiro, fevereiro e março) e inverno (julho, agosto e setembro) austral, podemos observar que praticamente não há cobertura de gelo marinho no Hemisfério Oriental durante a estação quente (**Figura 1.2a**) devido à localização mais para norte da linha de costa do continente antártico (COMISO, 2010). Na estação fria (**Figura 1.2b**), a cobertura de gelo marinho atinge latitudes entre 55° e 60° S sobre o sul do Atlântico Sul. No mar de Weddell (leste da Península Antártica) o gelo marinho é perene entre a estação quente e fria, com concentrações que chegam a 100% no verão. Isso acontece, pois no mar de Weddell há uma circulação ciclônica climatológica, definida como Giro de Weddell (RIFFENBURGH, 2007), de forma que a leste da Península Antártica ocorra convergência de gelo marinho devido ao transporte de Ekman, tornando-o mais espesso por deformação (THOMAS; DIECKMANN, 2010).

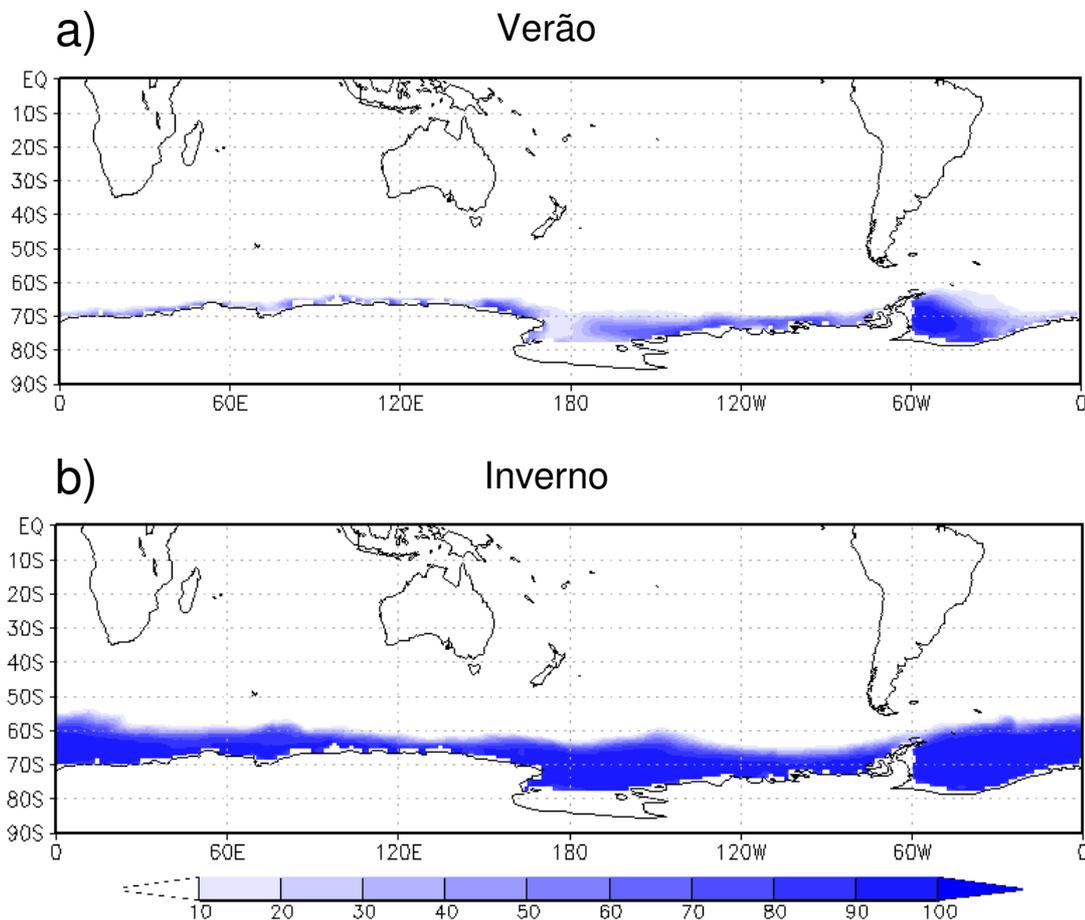


Figura 1.2. Concentração média de gelo marinho durante o (a) verão (JFM) e (b) inverno (JAS) austral, entre 1981 e 2014. Os dados são oriundos das reanálises do ERA-Interim (*ECMWF Data Server*).

Mudanças na atmosfera tropical associadas às variações oceânicas de temperatura podem engatilhar respostas na atmosfera global via teleconexões trópico-extratropical e trópico-trópico (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). Neste ponto de vista, a atmosfera atua como uma ponte entre a região forçante oceânica e as regiões remotas através da dispersão e propagação de ondas de Rossby para os extratropicais e da perturbação das Células de Hadley e Walker (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). A variabilidade de baixa frequência do gelo marinho antártico está associada principalmente ao ENOS, o qual explica cerca de 34% da sua variância (YUAN; MARTINSON, 2000). O trem de ondas de Rossby modula o padrão Pacífico-América do Sul (*Pacific-South American* - PSA) no HS e gera persistentes centros de alta (baixa) pressão anômala no Pacífico Sudeste durante a fase quente (fria) do ENOS (**Figura 1.3**).

O PSA é o modo dominante da variabilidade climática de baixa frequência entre a região tropical do Pacífico/Indonésia e a América do Sul, sendo a segunda e terceira EOF (*Empirical Orthogonal Function*) de altura geopotencial em 500 hPa (MO; GHIL, 1987; MO; HIGGINS, 1998; MO; PAEGLE, 2001). Este é um padrão mais diretamente relacionado à variabilidade do fenômeno tropical ENOS e tem maior influência sobre a temperatura do ar e gelo marinho em fase oposta entre os mares de Ross/Amundsen e mares de Weddell/Bellingshausen, criando um dipolo de anomalias (*e.g.*, YUAN; MARTINSON, 2000, 2001; KIDSON; RENWICK, 2002; KNOW; COMISO, 2002; LIU et al., 2002; LEFEBVRE; GOOSSE, 2005; LIU; CURRY; MARTINSON, 2004; YUAN, 2004; STAMMERJOHN et al., 2008; YUAN; LI, 2008; RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; SONG et al., 2011; MAGALHÃES NETO et al., 2012; SIMPKINS et al., 2012; RAPHAEL; HOBBS, 2014). Esse dipolo de anomalias de temperatura do ar e gelo marinho é definido como Dipolo Antártico (YUAN; MARTINSON, 2001). À medida que se aproxima o inverno, as anomalias do ENOS no sistema acoplado atmosfera-oceano-criosfera intensificam e persistem provavelmente causadas por uma retroalimentação positiva entre atmosfera, oceano e criosfera. É no inverno austral que ocorrem as anomalias mais intensas de temperatura do ar e gelo marinho (YUAN; MARTINSON, 2000, 2001; YUAN, 2004; SONG et al., 2011).

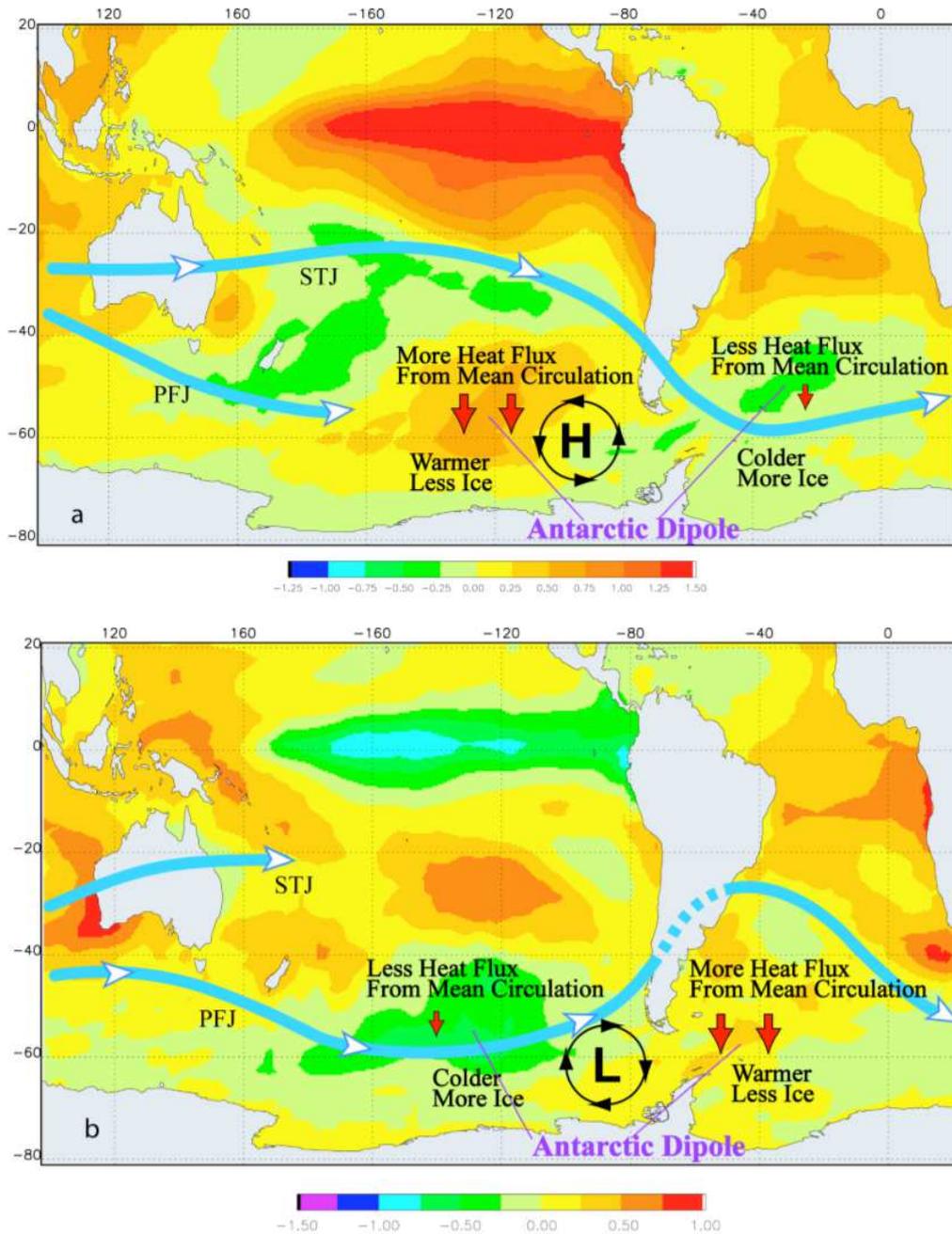


Figura 1.3. Composição de anomalias de TSM (°C) em eventos de El Niño (superior) e La Niña (inferior). As composições são médias entre o mês de maio anterior ao evento ENOS maduro até o próximo mês de abril, totalizando 5 eventos de El Niño e 5 eventos de La Niña. STJ é a corrente de jato subtropical, PFJ é a corrente de jato polar, H (L) é um centro anômalo de alta (baixa) pressão persistente. Fonte: Yuan (2004).

Climatologicamente, no inverno austral existe uma corrente de jato dividida no Pacífico Sul próximo à Austrália e Nova Zelândia. Uma ramificação é o jato subtropical, centrado em cerca de 25° S, e a outra é o jato polar, centrado em torno de 60° S (YUAN, 2004). Apesar da localização destes jatos variar pouco, a intensidade varia em resposta às

fases do ENOS (KAROLY, 1989; CHEN et al., 1996). Durante a fase quente (**Figura 1.3 superior**), o jato subtropical intensifica, centrado em torno de 25° S/ 160° E- 120° W, e se estende do Pacífico Sul em direção à América do Sul. Simultaneamente o jato polar enfraquece no Pacífico Sul (YUAN, 2004). Existe um enfraquecimento do ramo norte-sul da Célula de Ferrel, bem como do seu ramo ascendente na região do Pacífico Sudeste e centro-oeste do mar de Weddell (LIU et al., 2002), na região da alta pressão anômala, de forma a diminuir os fluxos de calor meridional (LIU et al., 2002; YUAN, 2004). Por outro lado, no Pacífico Sul central há um fortalecimento do ramo em direção ao polo e do ramo ascendente da Célula de Ferrel (LIU et al., 2002), de forma que os fluxos de calor meridional são fortalecidos (LIU et al., 2002; YUAN, 2004). As anomalias no Dipolo Antártico e o padrão anômalo de circulação atmosférica na fase fria do ENOS (**Figura 1.3 inferior**) são opostos à fase quente.

AAO é o principal modo de variabilidade entre as latitudes médias e altas do HS (KIDSON, 1988; KIDSON; WATTERSON, 1999; THOMPSON; WALLACE, 2000; RENWICK, 2002; MARSHALL, 2003). É um modo marcado por anomalias de altura geopotencial zonalmente simétricas e fora de fase (MARSHALL, 2003), além de uma significativa componente não anular sobre o mar de Amundsen (THOMPSON; WALLACE, 2000). Durante a fase positiva da AAO, em que há anomalias negativas (positivas) de altura geopotencial nas altas (médias) latitudes austrais, existe um resfriamento sobre o continente antártico, bem como um aquecimento na Península Antártica (THOMPSON; WALLACE, 2000; THOMPSON; SOLOMON, 2002; GILLET et al., 2006). Em torno de 60° S existe um fortalecimento do escoamento de oeste, os quais contribuem para um maior transporte de gelo marinho para norte devido ao transporte de Ekman (GILLET et al., 2006; YUAN; LI, 2008). Na estação quente (DJF e MAM) a fase positiva da AAO está associada com anomalias negativas (positivas) de concentração de gelo marinho no mar de Bellingshausen/oeste do mar de Weddell (Ross/Amundsen) (SIMPKINS et al., 2012). Os autores mostram que estas anomalias são consistentes com os impactos físicos da anomalia negativa de altura geopotencial sobre o mar de Amundsen, ou seja, advecção quente (fria) e deriva de gelo marinho para sul (norte), além de transporte de Ekman nas vizinhanças da Península Antártica (mar de Ross). Por outro lado, com as mudanças na localização das anomalias negativas de altura geopotencial sobre o mar de Amundsen durante a estação fria (JJA e SON), existe uma migração para leste do dipolo de anomalias de concentração de gelo marinho, de forma que há anomalias negativas (positivas) no mar de Bellingshausen/Weddell (oeste de Ross/Amundsen) (SIMPKINS et al., 2012).

1.4 Relação entre bloqueios atmosféricos e cobertura de gelo marinho

Estudos prévios encontraram algum tipo de relação entre o gelo marinho e os bloqueios atmosféricos. Por exemplo, Raphael (2007) estudou a relação entre a onda zonal atmosférica 3 e a variabilidade do gelo marinho antártico. A onda zonal 3, em sua fase positiva, reflete no transporte de sul de ar frio, influenciando no fluxo de calor sensível positivo, em uma maior perda de calor oceânica e em um maior crescimento e expansão de gelo marinho. O contrário é verdadeiro em regiões de ar quente. Esta influência da onda zonal 3 sobre o gelo marinho parece ser maior no outono e início do inverno austral. Trenberth (1980) mostra que a onda zonal 3 contribui significativamente para a variabilidade da circulação mensal e interanual, e tem sido associada com os bloqueios atmosféricos no HS (VANLOON, 1956; TRENBERTH, 1980; TRENBERTH; MO, 1985; MARQUES; RAO, 1999; FREDERIKSEN; ZHENG, 2007). Frederiksen e Zheng (2007) observaram que alguns dos modos intrasazonais são essencialmente padrões de onda número 3 (inverno) e 4 (verão), mais intensos nas latitudes entre 40° e 70° S, normalmente sobre o Pacífico Sul, coincidindo com as regiões de maior persistência de bloqueios no HS e de anomalias de circulação atmosférica.

Uma região de alta pressão anômala se forma em resposta ao avanço do limite do gelo marinho no mar de Ross (CUNNINGHAM, 2011). Nesse período a maior parte da atividade de ondas também ocorre em altas latitudes em detrimento da atividade ao longo do jato subtropical, consistente com o trabalho de Nascimento e Ambrizzi (2002), os quais indicam que essa configuração está associada aos bloqueios. Assim, infere-se que no mar de Ross uma cobertura excessiva de gelo marinho poderia estar relacionada à formação e/ou intensificação de altas de bloqueios (CUNNINGHAM, 2011). No mesmo sentido, Washington e Meehl (1984) e Bates e Meehl (1986) analisam o efeito de uma atmosfera com o dobro das concentrações de CO₂ na frequência de bloqueios no HS. Os autores concluem que com o aumento da temperatura troposférica há um aumento da altura geopotencial em 500 hPa, próximo à região onde o gelo marinho retrai e a frequência de bloqueios é reduzida. Por outro lado, Liu et al. (2012) observam que com a redução do gelo marinho ártico no outono, há um aumento na ocorrência de bloqueios durante o inverno seguinte sobre grande parte dos continentes de altas latitudes no HN. Os autores justificam que o enfraquecimento dos ventos de oeste tende a amplificar as cristas e cavados, os quais são suscetíveis à formação da circulação de bloqueios.

1.5 Bloqueios, gelo marinho e mudanças climáticas

O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC*) foi criado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) e pela *United Nations Environment Programme (UNEP)* em 1988, com a finalidade de investigar e divulgar as informações técnicas e socioeconômicas, bem como os impactos relevantes aos riscos à humanidade e aos sistemas naturais, visando criar mecanismos para a adaptação e mitigação dos efeitos das mudanças climáticas globais. Mudanças nas quantidades de gases de efeito estufa e aerossóis na atmosfera, assim como nas características da superfície terrestre, alteram o equilíbrio energético do sistema climático. As concentrações atmosféricas globais de dióxido de carbono, metano e óxido nitroso aumentaram consideravelmente em consequência das atividades humanas desde 1750 e agora ultrapassam em muito os valores pré-industriais. Com base no Quinto Relatório de Avaliação (*Fifth Assessment Report - AR5*) do IPCC (IPCC, 2013), as concentrações dos gases de efeito estufa aumentaram de 1750 a 2011. Em 2011 a quantidade de CO₂ na atmosfera era de 390,5 ppm, o que corresponde a um aumento de mais de 40% em relação ao ano de 1750 (IPCC, 2013). Desta forma, com o aumento nas concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera, a temperatura média global em superfície aumentou desde o final do século XIX. A temperatura média global em superfície, a qual combina dados de temperatura da superfície terrestre e oceânica, mostra um aumento de 0,85°C no período de 1880 a 2012 (IPCC, 2013).

As mudanças no clima são observadas nos continentes (maior frequência de dias e noites quentes, redução no número de dias frios, diminuição da cobertura de neve e gelo, degradação do *permafrost*, mudanças na precipitação de grande escala, aumento na frequência de eventos de precipitação intensa), nos oceanos (aumento do nível médio do mar, aquecimento dos oceanos, mudanças na salinidade, acidificação dos oceanos), no gelo (redução na extensão do gelo marinho ártico, recuo das geleiras, mudanças no manto de gelo da Antártica e da Groenlândia), na atmosfera próxima à superfície (aumento na umidade, aquecimento da temperatura da superfície do mar e da temperatura do ar), na troposfera (aquecimento atmosférico, mudanças na circulação atmosférica de grande escala, incluindo o deslocamento para o polo dos jatos de altos níveis, aumento nas concentrações de CO₂ e outros gases de efeito estufa de origem antrópica, mudanças na cobertura de nuvens, aumento no vapor de água troposférico, mudanças nas concentrações de ozônio e aerossóis) e na estratosfera (resfriamento, mudanças na intensidade do vórtice

polar de inverno) (IPCC, 2013). Desta forma, as mudanças climáticas devido às atividades antrópicas impactam de forma generalizada o sistema terrestre e, assim, possuem grandes implicações socioeconômicas.

A avaliação da cobertura de gelo marinho nos modelos climáticos da quinta fase do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (*Coupled Model Intercomparison Project - CMIP5*) do IPCC mostra melhorias em ambos os hemisférios em relação ao CMIP3 (IPCC, 2013). No Ártico, em todos os meses do ano o erro médio do conjunto multi-modelo não ultrapassa 10% das estimativas baseadas em observações, enquanto na Antártica não ultrapassa 20% em relação a extensão mínima anual (IPCC, 2013). Embora a extensão de gelo marinho seja bem simulada, a distribuição regional é mal representada em muitos modelos (IPCC, 2013). Os modelos do CMIP3 apresentaram uma pronunciada subestimação da tendência na extensão de gelo marinho no Ártico em setembro (mínimo anual) (*e.g.*, STROEVE et al., 2007; ZHANG, 2010; RAMPAL et al., 2011; WINTON, 2011), possivelmente em função da variabilidade climática nas altas latitudes, deficiências nos modelos e incertezas observacionais (*e.g.*, KATTSOV et al., 2010; KAY; HOLLAND; JAHN, 2011; DAY et al., 2012). No CMIP5 houve melhorias na simulação das tendências na extensão de gelo marinho no Ártico em setembro em relação ao CMIP3 (IPCC, 2013). Isso se deve ao fato de uma representação mais realística dos esquemas de parametrização do albedo do gelo marinho novo (*e.g.*, PEDERSEN et al., 2009; HOLLAND et al., 2012), bem como uma espessura inicial do gelo marinho mais fina no século XX – o que permite um derretimento mais rápido (STROEVE et al., 2012). Por outro lado, a maioria dos modelos do CMIP3 e CMIP5 apresentou uma tendência de decréscimo na extensão de gelo marinho antártico no verão austral na “era de satélites”, ao contrário da fraca tendência de aumento observacional (IPCC, 2013). Isso provavelmente se deve à extensa variabilidade interna dos modelos durante o final do século XX e a primeira década do século XXI (*e.g.*, LANDRUM et al., 2012; ZUNZ et al., 2013). O gelo marinho é resultado da interação oceano-atmosfera. Contudo, essa interação ainda é quantificada de forma deficiente nos modelos (IPCC, 2013). Dentre as causas primárias do viés na simulação de extensão de gelo marinho, principalmente em relação à sua distribuição geográfica, temos os problemas na simulação dos ventos de altas latitudes (*e.g.*, KOLDUNOV; STAMMER; MAROTZKE 2010) e mistura e advecção de calor oceânico (*e.g.*, MELSOM; LIEN; BUDGELL, 2009).

A avaliação dos bloqueios atmosféricos nos modelos climáticos depende do viés na representação do estado básico (SCAIFE et al., 2010) ou da variabilidade (BARRIOPEDRO et al., 2010b; VIAL; OSBORN, 2012). Isso ocorre, pois existem diferenças significativas nos métodos utilizados para a identificação de bloqueios (BARRIOPEDRO et al., 2010a), o que torna a detecção muito sensível a detalhes, tais como a escolha da latitude (BARNES; SLINGO; WOOLLINGS, 2012). Modelos com alta resolução horizontal e vertical

são mais hábeis em simular bloqueios (MATSUEDA et al., 2009; ANSTEY et al., 2013), pois há melhorias na representação da orografia, dinâmica atmosférica, parametrizações físicas, bem como reduzem erros de TSM nos extratropicais (SCAIFE et al., 2011; JUNG et al., 2012; BERCKMANS et al., 2013).

1.6 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é estudar a variabilidade interanual dos eventos de bloqueios atmosféricos no HS durante extremos de retração e expansão de cobertura de gelo marinho antártico durante o inverno austral, avaliando o impacto climático sobre a América do Sul. Nesse sentido, o presente estudo irá responder às seguintes questões:

- (i) Qual o padrão anômalo de circulação atmosférica, TSM e fluxos de calor em superfície em eventos extremos regionais de gelo marinho?
- (ii) Quais são as alterações quanto à intensidade e posição das células de circulação meridional (Hadley, Ferrel e Polar) em eventos extremos de gelo marinho?
- (iii) Há variações na frequência e posição dos eventos de bloqueio em eventos extremos regionais de gelo marinho? E quais os impactos na densidade de ciclones?
- (iv) Qual a relação dos eventos extremos de gelo marinho com a atividade convectiva e os modos de variabilidade ENOS e AAO? Em que casos há maiores variações na frequência de eventos de bloqueio?
- (v) Existe diferença na frequência e posição dos bloqueios atmosféricos entre os modelos do CMIP5 do IPCC com diferentes representações da cobertura de gelo marinho? E em cenários de mudanças climáticas?

A presente Tese de Doutorado integra as metas do Plano de Ação do Ministério de Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) para a Antártica, que tem como missão desenvolver pesquisa de excelência na região Antártica, bem como sua relação com a América do Sul e o Oceano Atlântico, contribuindo para garantir a permanência do Brasil como membro consultivo do Tratado da Antártica (SIMÕES et al., 2013). O artigo IX deste Tratado estabelece que os países membros por adesão devem apresentar um programa científico

considerável para terem direito a participar de reuniões que decidam o futuro da região (SIMÕES et al, 2013). Dentre os objetivos específicos do Plano de Ação (SIMÕES et al, 2013), a Tese se enquadra em:

- 1) Investigar as conexões entre o sistema acoplado atmosfera-criosfera-oceano antártico com os processos meteorológicos e climáticos na América do Sul (com ênfase no Brasil) e no Atlântico Sul;
- 2) Investigar os efeitos da variabilidade climática na região Austral sobre o HS e sua relação com eventos extremos.

CAPÍTULO 2

Material e Métodos

2.1 Índice ENOS e AAO

As séries temporais mensais de TSM, versão ERSST.v3b (SMITH et al, 2008), foram obtidas do *Climate Prediction Center/National Oceanic and Atmospheric Administration* (CPC/NOAA) para as regiões do Niño (**Figura 2.1**). O ciclo anual de 1979 a 2013 foi removido das séries temporais de TSM, gerando séries de anomalias mensais para cada região do Niño. Os episódios quentes e frios foram baseados no limiar de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ das anomalias trimestrais (média móvel de três meses) de TSM ou ATSM (**Figura 2.2**), conforme metodologia utilizada para definir o Índice de Niño Oceânico (*Oceanic Niño Index - ONI*) pelo CPC/NOAA. Definimos episódios quentes (El Niño) e frios (La Niña) do ENOS quando o limiar foi atendido por um período mínimo de cinco trimestres consecutivos. Os episódios foram divididos de acordo com a intensidade, em que o limiar foi observado em pelo menos um trimestre (**Tabela 2.1**): El Niño fraco ($0,5 \leq \text{ATSM} < 1,0^{\circ}\text{C}$), moderado ($1,0 \leq \text{ATSM} < 1,5^{\circ}\text{C}$), forte ($\text{ATSM} \geq 1,5^{\circ}\text{C}$); La Niña fraca ($-0,5 \geq \text{ATSM} > -1,0^{\circ}\text{C}$), moderada ($-1,0 \geq \text{ATSM} > -1,5^{\circ}\text{C}$), forte ($\text{ATSM} \leq -1,5^{\circ}\text{C}$); Neutro ($-0,5 < \text{ATSM} > 0,5^{\circ}\text{C}$).

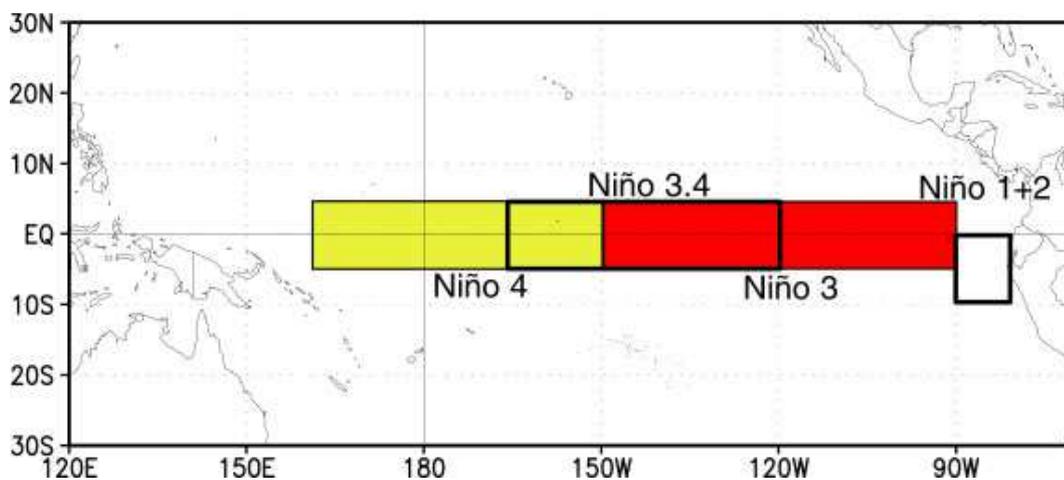


Figura 2.1. Regiões do Niño 1+2 (0° a 10° S, 90° W a 80° W), Niño 3 (5° N a 5° S, 150° W a 90° W), Niño 3.4 (5° N a 5° S, 170° W a 120° W) e Niño 4 (5° N a 5° S, 160° E a 150° W). Fonte: CPC/NOAA (2015).

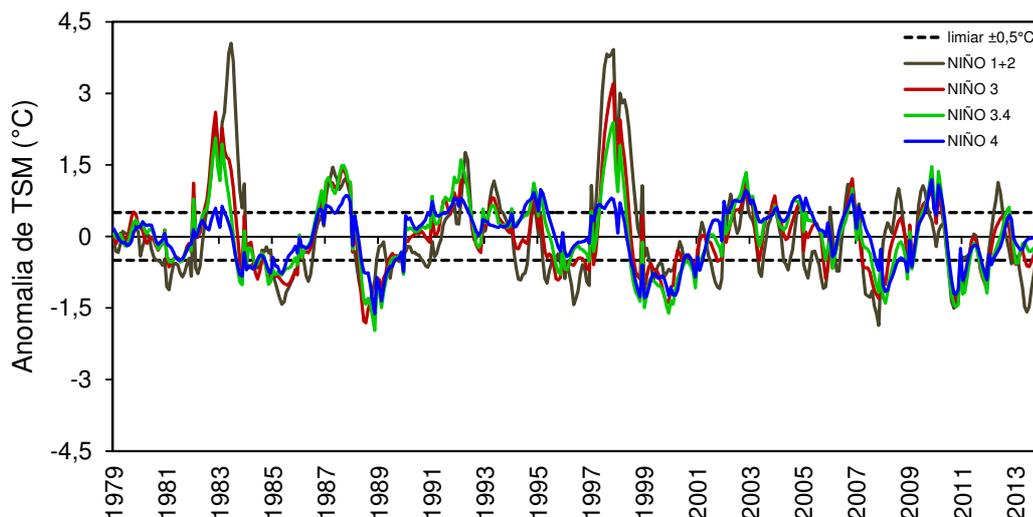


Figura 2.2. Série temporal (1979-2013) das anomalias trimestrais de TSM para as regiões do Niño (linha contínua) e limiar de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ (linha tracejada).

Tabela 2.1 – Classificação de intensidade dos eventos ENOS nas regiões do Niño, entre 1979 e 2013.

	El Niño			La Niña			Neutro
	fraco	moderado	forte	fraco	moderado	forte	
Niño 1+2		1987 1993 2006 2009 2012	1982-83 1992 1997-98	1984 1989 1990 1994 1999-00 2000-01	1980-81 1985 1988 1995 1996 2001 2005	2007 2010 2013	1979 1986 1991 2002-04 2008 2011
Niño 3		1987 1991-92 2002-03 2006 2009	1982-83 1997-98	1996	1984-85 1999-00 2007-08 2010-11 2011-12	1988-89	1979-81 1986 1990 1993-95 2001 2004-05 2013
Niño 3.4	1994 2004	2002-03	1982-83 1986-87 1991-92 1997-98 2009-10		1984-85 1998 2007-08 2011-12	1988-89 1999-02 2010	1979-81 1990 1993 1995-96 2005-06 2013
Niño 4	1987 1991-92 1997 2004-05 2006	1994-95 2002-03 2009-10		1984 1985	1998-00 2008 2010	1988-89	1979-83 1986 1990 1993 1996 2001 2007 2011-13

Kug, Jin e An (2009) classificam os eventos de El Niño em dois tipos, com base no padrão espacial de anomalias de TSM: El Niño-Pacífico Leste, que é o El Niño convencional, e El Niño-Pacífico Central. Quando eventos de El Niño apresentam anomalia máxima na região do Niño 4 e a anomalia de TSM média sobre a região do Niño 4 ou Niño 3.4 é maior do que sobre a região do Niño 3, o evento é classificado como El Niño-Pacífico Central. Por outro lado, se a região de máxima anomalia do evento de El Niño foi sobre a região do Niño 3 e a anomalia de TSM média sobre a região do Niño 3 foi maior do que sobre a região do Niño 3.4 e Niño 4, o evento é classificado como El Niño-Pacífico Leste. Eventos de El Niño-Pacífico Central prolongam o padrão de onda de Rossby no HS como uma resposta à forçante TSM no Pacífico Equatorial, em contraste com o El Niño-Pacífico Leste. Isso porque a fase fria do ENOS facilmente segue a fase quente no período de decaimento do El Niño-Pacífico Leste. Assim, em El Niño-Pacífico Leste a alta anômala no mar de Bellingshausen é substituída por uma baixa anômala após o outono austral no ano de decaimento, enquanto a alta anômala persiste até o inverno austral do ano de decaimento do El Niño-Pacífico Central (SONG et al., 2011). Os anos para cada categoria são apresentados na **Tabela 2.2**.

Tabela 2.2 – Classificação dos eventos de El Niño em El Niño-Pacífico Leste e El Niño-Pacífico Central entre 1979-2013.

El Niño-Pacífico Leste	El Niño-Pacífico Central
1982-1983	1991-1992
1997-1998	1994-1995
2006-2007	2002-2003
	2004-2005
	2009-2010

O índice AAO diário foi obtido do CPC/NOAA. Este índice é construído através da projeção das anomalias diárias padronizadas pelo desvio padrão do índice mensal de altura geopotencial em 700 hPa ao sul de 20° S sobre o principal modo da AAO. O índice foi filtrado com o filtro transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform* - FFT) (**Apêndice D**), no período superior a 365 dias, gerando índices AAO diários filtrados na escala interanual. Valores acima (abaixo) de um desvio padrão, ou seja, índices $\geq +0,5$ ($\leq -0,5$) são considerados como fase positiva (negativa) da AAO e valores entre $\pm 0,5$ como fase neutra (REBOITA et al., 2009). Como o período de investigação do presente estudo é o inverno austral (*cf.* seção 2.2), calculamos o índice AAO através da média sazonal do índice

diário filtrado na escala interanual e, posteriormente, calculamos o desvio padrão sazonal (Figura 2.3).

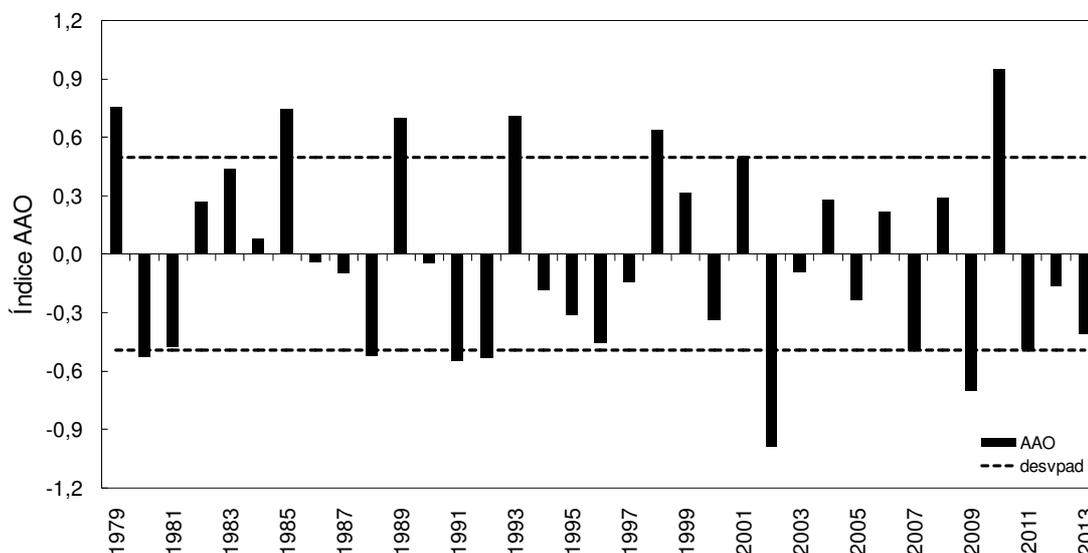


Figura 2.3. Série temporal do índice AAO diário filtrado na escala interanual e desvio padrão (desvpad – linha tracejada) para o inverno austral entre 1979 e 2013.

2.2. Extremos interanuais de gelo marinho

As séries temporais de extensão de gelo marinho foram obtidas do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC), disponíveis desde 01/11/1978. Este dado é uma estimativa a partir da temperatura de brilho dos sensores SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) e SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*). A temperatura de brilho é convertida para concentração de gelo marinho através do algoritmo *NASA Team* (CAVALIERI et al., 1999). A concentração de gelo marinho representa uma estimativa média da cobertura de gelo marinho, devendo ser superior a 15% para cada pixel com espaçamento horizontal de 25 km × 25 km. A partir deste dado é possível calcular a extensão de gelo marinho, a qual é definida como a área total coberta por gelo marinho com concentração média superior a 15%. Médias de extensão de gelo marinho são disponibilizadas para cada setor do HS: mar de Weddell (60° W a 20° E), Oceano Índico (20° E a 90° E), Oceano Pacífico Oeste (90° E a 160° E), mar de Ross (160° E a 130° W) e mares de Bellingshausen-Amundsen (130° W a 60° W) (Figura 2.4). O período de análise foi de 01/01/1979 a 31/12/2013. Entre 01/01/1979 a 08/07/1987 a resolução temporal dos dados é de dois dias. Desta forma, a série temporal foi preenchida através de interpolação

linear, conforme Cavalieri et al. (1999). Há uma falha de cerca de seis semanas entre 03/12/1987 e 12/01/1988. Esta falha foi preenchida através do ciclo anual, obtido através das funções harmônicas (**Anexo A**) e calculado para cada setor do HS.

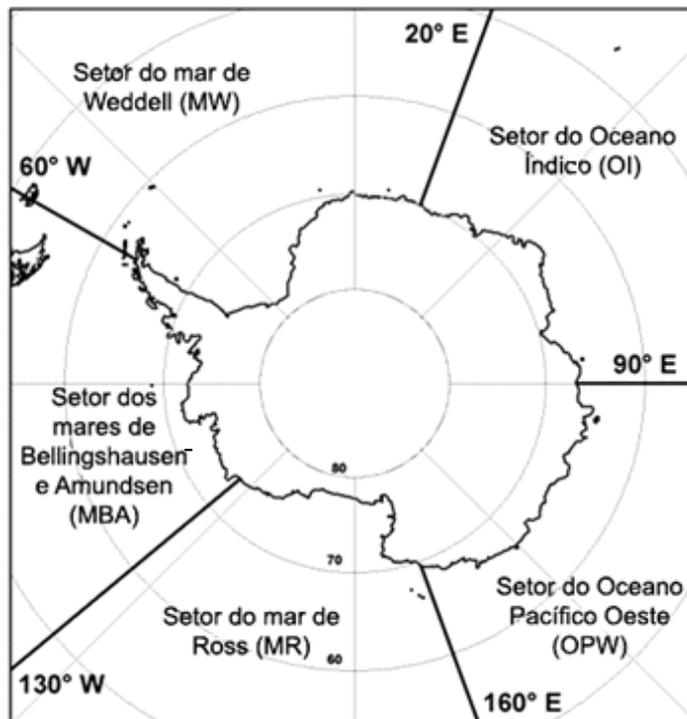


Figura 2.4. Setores do HS. Modificado de Cavalieri e Parkinson (2008).

O setor do mar de Weddell é o maior entre os cinco setores e também possui a maior cobertura de gelo marinho, com extensão média de $4,28 \pm 2,03 \times 10^6$ km², com mínima extensão média no dia 20 de fevereiro e máxima em 21 de setembro. O período de congelamento, entre a mínima e máxima extensão média, é de 213 dias, enquanto que o período de derretimento, entre a máxima e mínima extensão média, é de 152 dias. Portanto, o período de expansão do gelo marinho é maior que o período de retração, de forma que a extensão máxima ocorre um mês após o inverno, *cf.* também observado por King e Turner (1997). Isso ocorre porque o calor latente de fusão do gelo marinho é cerca de 2% menor que o calor latente de congelamento (THOMAS; DIECKMANN, 2010). Existe uma considerável variabilidade interanual da extensão do gelo marinho, a qual é particularmente evidente nos mínimos e máximos anuais (**Figura 2.5c**). Ao longo dos 35 anos, a variação da extensão no mês de fevereiro foi de um mínimo de $0,77 \times 10^6$ km² em 1999 a um máximo de $2,07 \times 10^6$ km² em 2012. A variação na extensão de gelo marinho no mês de setembro foi de um mínimo de $5,89 \times 10^6$ km² em 1990 a um máximo de $7,78 \times 10^6$ km² em 1980.

O setor do mar de Ross possui uma cobertura de gelo marinho menor do que o setor do mar de Weddell, mas uma maior variabilidade interanual (**Figura 2.5a**). Isso é particularmente visível na mínima extensão de gelo marinho no verão. A extensão média é de $2,83 \pm 1,23 \times 10^6$ km², sendo que a mínima média ocorre em 19 de fevereiro e a máxima em 26 de setembro. O período de congelamento é de 219 dias, enquanto o período de derretimento é de 146 dias. A variação da extensão de gelo marinho no mês de fevereiro entre 1979 e 2013 é de um mínimo de $0,12 \times 10^6$ km² em 2011 a um máximo de $1,34 \times 10^6$ km² em 1999. A variação na extensão no mês de setembro é de um mínimo de $3,31 \times 10^6$ km² em 2003 a um máximo de $5,01 \times 10^6$ km² em 2007.

O setor do Oceano Índico apresenta uma menor extensão de gelo marinho em relação aos setores do mar de Weddell e do mar de Ross, com média de $1,91 \pm 1,32 \times 10^6$ km², bem como uma menor variabilidade interanual. O ciclo anual médio mostra uma mínima extensão em 24 de fevereiro, enquanto a máxima ocorre em 17 de outubro, ao invés de em setembro como nos outros setores (**Figura 2.5d**). Desta forma, o período de congelamento dura 235 dias, enquanto o período de derretimento é de 130 dias. Em 35 anos a extensão de gelo marinho no mês de fevereiro variou de um mínimo de $0,06 \times 10^6$ km² em 1988 a um máximo de $0,47 \times 10^6$ km² em 2011. Assim, a cobertura de gelo marinho no Oceano Índico durante o verão é muito reduzida em relação à mínima extensão nos demais setores. No mês de outubro a extensão variou de um mínimo de $2,99 \times 10^6$ km² em 1996 a um máximo de $4,46 \times 10^6$ km² em 2004.

O setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen só possui maior cobertura de gelo marinho que o setor do Oceano Pacífico Oeste, que é de $1,43 \pm 0,66 \times 10^6$ km² entre 1979 e 2013. Através do ciclo anual médio podemos observar que a extensão é mínima em 26 de fevereiro, enquanto a máxima é em 5 de setembro (**Figura 2.5b**), de forma que a máxima extensão de gelo marinho é atingida mais cedo do que os demais setores. Portanto, o período de congelamento é de 191 dias, o menor entre os setores, e o de derretimento é de 174 dias, o maior entre os setores. No verão austral a mínima extensão no mês de fevereiro em 35 anos foi de $0,10 \times 10^6$ km² em 2010 e a máxima foi de $1,02 \times 10^6$ km² em 1980. Por outro lado, no inverno austral a mínima extensão no mês de setembro foi de $1,43 \times 10^6$ km² em 2007, enquanto a máxima extensão foi de $2,81 \times 10^6$ km² em 2004. Desde a década de 1990 existe um aumento na amplitude da extensão sazonal do gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen entre fevereiro e setembro como resultado de uma menor cobertura de gelo marinho durante o verão austral. O mesmo resultado foi encontrado por Cavalieri e Parkinson (2008).

O setor do Oceano Pacífico Oeste é o que possui a menor extensão de gelo marinho média, que é de $1,20 \pm 0,58 \times 10^6$ km². Por outro lado, apresenta considerável variabilidade interanual no período de mínima extensão no verão austral e de máxima no

inverno austral (**Figura 2.5e**). Na média, a mínima extensão ocorre em 25 de fevereiro, enquanto a máxima ocorre em 4 de outubro, totalizando 252 dias de congelamento e 113 dias de derretimento. Entre 1979 e 2013 a variação da extensão no mês de fevereiro foi de um mínimo de $0,10 \times 10^6 \text{ km}^2$ em 2002 a um máximo de $0,78 \times 10^6 \text{ km}^2$ em 2013. A variação na extensão de gelo marinho no mês de outubro foi de um mínimo de $1,13 \times 10^6 \text{ km}^2$ em 1989 a um máximo de $2,61 \times 10^6 \text{ km}^2$ em 1982.

As anomalias diárias totais de extensão de gelo marinho (**Figura 2.6 – curva azul**) foram determinadas pela remoção do ciclo anual e semianual, calculados a partir do primeiro e segundo harmônicos ajustados ao ciclo anual médio de extensão de gelo marinho nos diferentes setores do HS (**Anexo A**). Destas anomalias foi removida a tendência linear (**Anexo B**). Posteriormente, estas anomalias foram filtradas no domínio da frequência com o filtro FFT (**Anexo C**). Somente períodos mais longos que 365 dias foram retidos, gerando séries diárias de anomalias interanuais de extensão de gelo marinho (**Figura 2.6 – curva preta**). Extremos de anomalias interanuais de extensão de gelo marinho foram determinados baseados nos quantis (**Anexo D**) da distribuição sazonal das anomalias interanuais de extensão de gelo marinho. Assim, abaixo (acima) do quartil de 25% (75%) da distribuição sazonal foram considerados os extremos de retração (expansão) das anomalias interanuais de extensão de gelo marinho (**Tabela 2.3**).

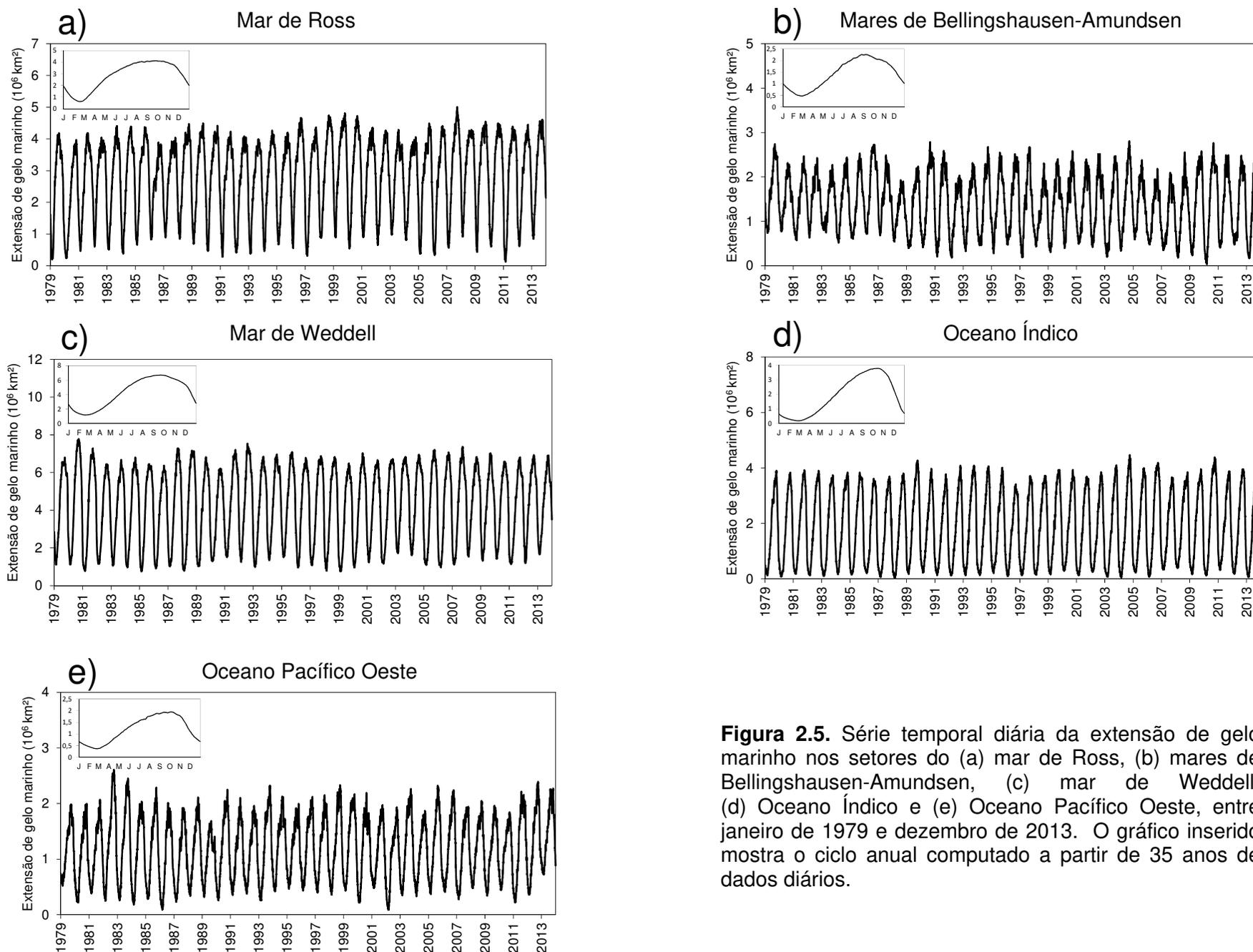


Figura 2.5. Série temporal diária da extensão de gelo marinho nos setores do (a) mar de Ross, (b) mares de Bellingshausen-Amundsen, (c) mar de Weddell, (d) Oceano Índico e (e) Oceano Pacífico Oeste, entre janeiro de 1979 e dezembro de 2013. O gráfico inserido mostra o ciclo anual computado a partir de 35 anos de dados diários.

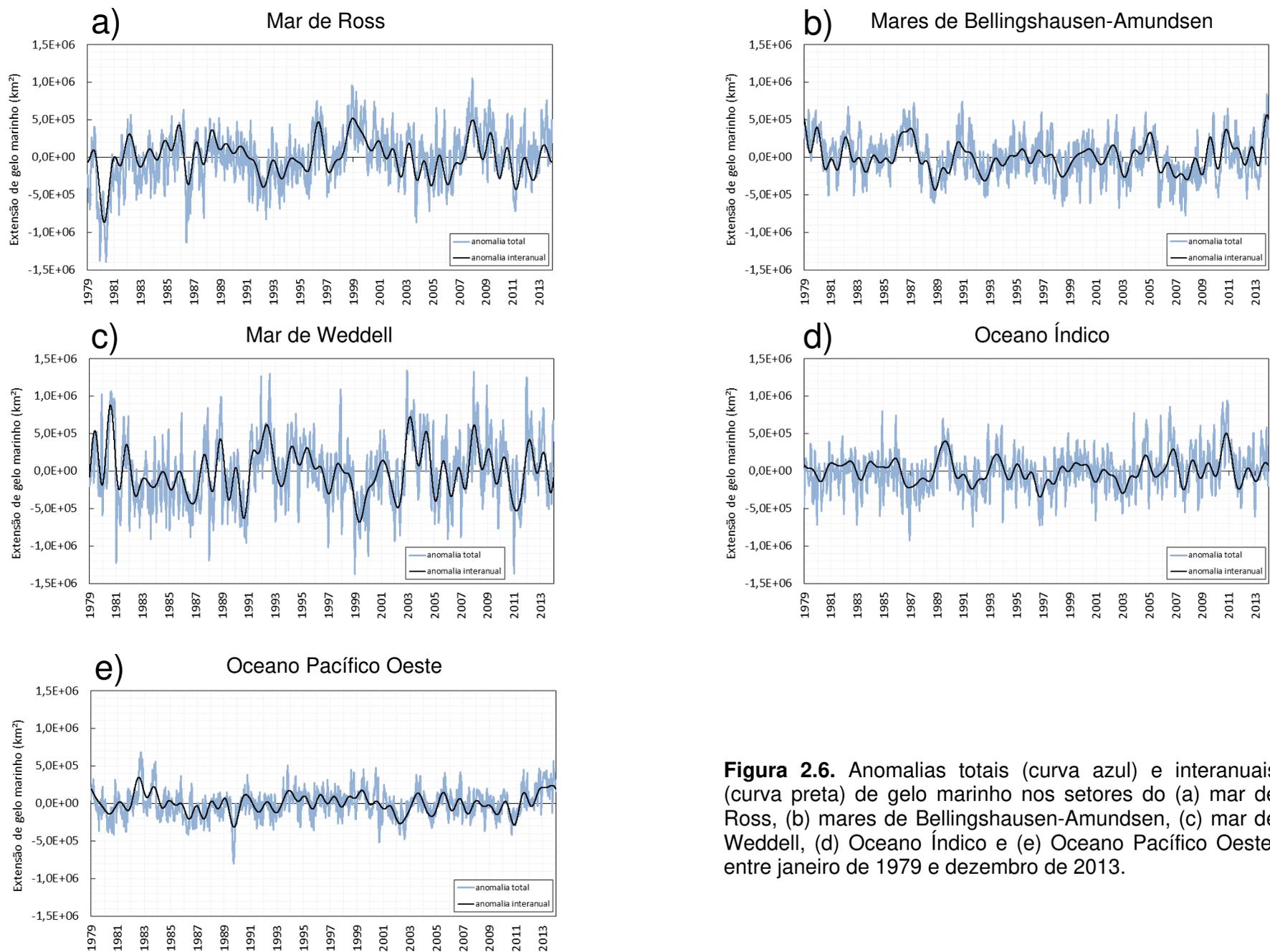


Figura 2.6. Anomalias totais (curva azul) e interanuais (curva preta) de gelo marinho nos setores do (a) mar de Ross, (b) mares de Bellingshausen-Amundsen, (c) mar de Weddell, (d) Oceano Índico e (e) Oceano Pacífico Oeste, entre janeiro de 1979 e dezembro de 2013.

Tabela 2.3 – Quartis de 25% e 75% da distribuição sazonal de inverno austral (1979-2013) de anomalias interanuais de gelo marinho ($\times 10^5 \text{ km}^2$), ou seja, eventos extremos de retração (Retr) e expansão (Exp) nos setores do mar de Ross (MR), mares de Bellingshausen-Amundsen (MBA), mar de Weddell (MW), Oceano Índico (OI) e Oceano Pacífico Oeste (OPW).

MR		MBA		MW		OI		OPW	
Retr	Exp								
-1,5	1,4	-1,1	1,0	-1,7	1,7	-1,1	0,9	-1,0	1,0

A persistência dos extremos foi definida como a ocorrência consecutiva de 45 dias ou mais que satisfazem as condições de extremos de cobertura de gelo marinho. Esta persistência foi escolhida porque apresenta o mesmo padrão espacial das anomalias interanuais dos campos atmosféricos e de superfície em anos de extremos de retração e expansão de gelo marinho nos diferentes setores do HS em relação aos extremos com 3 meses de persistência, ou seja, durante todo o inverno austral (julho, agosto e setembro). A vantagem é que há um maior número de eventos independentes, o que confere maior significância estatística às composições. Daqui em diante estes eventos serão denominados como eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho (**Tabela 2.4**). O número médio de eventos extremos de retração de gelo marinho nos setores do HS durante o inverno austral entre 1979 e 2013 é de 8,8 eventos (mínimo: 8; máximo: 10), enquanto o número médio de eventos extremos de expansão é de 9,3 eventos (mínimo: 9; máximo: 10).

Tabela 2.4 – Anos com eventos extremos de retração (Retr) e expansão (Exp) de gelo marinho nos setores do mar de Ross (MR), mares de Bellingshausen-Amundsen (MBA), mar de Weddell (MW), Oceano Índico (OI) e Oceano Pacífico Oeste (OPW) para o inverno austral (1979-2013). N é o número de eventos independentes.

MR		MBA		MW		OI		OPW	
Retr	Exp	Retr	Exp	Retr	Exp	Retr	Exp	Retr	Exp
(N=10)	(N=10)	(N=9)	(N=9)	(N=8)	(N=9)	(N=8)	(N=9)	(N=9)	(N=10)
1980	1984								1982
1986	1985	1980	1979	1982	1979	1986	1982	1980	1983
1992	1988	1981	1986	1983	1980	1987	1985	1986	1990
1993	1989	1983	1990	1986	1981	1991	1989	1987	1993
1995	1990	1988	2004	1989	1987	1996	1993	1989	1999
2002	1996	1989	2009	1990	1991	1997	1999	1991	2003
2003	1998	1992	2010	1999	1992	2002	2004	2002	2005
2004	1999	1998	2011	2011	1995	2007	2006	2004	2011
2011	2000	2006	2012	2013	2003	2011	2010	2009	2012
2012	2007	2007	2013		2004		2013	2010	2013

2.3 Reanálises climáticas

Utilizamos os campos atmosféricos e de superfície de 6 em 6 horas (00, 06, 12 e 18 UTC) oriundos das reanálises do *ERA-Interim* (ECMWF Data Server). As variáveis utilizadas foram: TSM, fluxo de calor latente e sensível em superfície, temperatura do ar a 2 m, vento zonal e meridional a 10 m, pressão ao nível médio do mar, altura geopotencial em 500 e 200 hPa, vento zonal em 200 hPa, velocidade vertical ($\bar{\omega}$), precipitação total e divergência em 200 hPa. *ERA-Interim* é a reanálise atmosférica global mais recente produzida pelo ECMWF, desenvolvida para corrigir alguns erros da reanálise ERA-40, particularmente em relação à representação do ciclo hidrológico (UPPALA et al., 2008), à qualidade da circulação estratosférica e à contaminação de sinais climáticos por mudanças no sistema de observação (DEE, 2005; BENGTSSON et al., 2007). No ERA-Interim a assimilação de dados produz parâmetros em superfície e em 37 níveis de pressão, sendo o nível superior em 0,1 hPa (BERRISFORD et al., 2009), com uma grade global de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$. As configurações e o desempenho do sistema de assimilação de dados podem ser vistos com maior detalhe em Simmons et al. (2007), Uppala e Kobayashi (2008) e Dee et al. (2011).

A série temporal diária de radiação de onda longa emergente (ROLE) foi obtida da NOAA, com uma grade global de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e cobertura temporal de 06/1974 a 12/2013 (LIEBMANN; SMITH, 1996). Originalmente os dados de ROLE são oriundos do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), em que as falhas foram preenchidas através de interpolação espacial e temporal. Para detalhes sobre a técnica de interpolação ver Liebmann e Smith (1996).

2.4 Índice de bloqueio

Para a identificação dos bloqueios utilizamos o método objetivo de Tibaldi et al. (1994), modificado de Lejeñas (1984). Este método foi adaptado para um menor espaçamento horizontal das reanálises do ERA-Interim [$1,5^\circ \times 1,5^\circ$ (ECMWF Data Server), ao invés de $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ utilizado por Tibaldi et al. 1994] e estratificado em cinco bandas de latitudes, conforme Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2013). O índice zonal para o HS é dado pelo gradiente de altura geopotencial norte (GHGN, **Equação 2.1**) e sul (GHGS, **Equação**

2.2). Este índice é calculado simultaneamente para todas as longitudes (λ) por banda de latitudes (φ), que estão localizadas em 42° S, 48° S $\pm \Delta_{\text{Era}}$, 54° S, 60° S $\pm \Delta_{\text{Era}}$ e 66° S ($\Delta_{\text{Era}} = 1,5^\circ, 3^\circ, 4,5^\circ$ e 6° de latitude).

$$GHGN = \frac{Z(\lambda, \varphi) - Z(\lambda, \varphi + \Delta)}{\varphi - (\varphi + \Delta)} \quad (2.1)$$

$$GHGS = \frac{Z(\lambda, \varphi - \Delta) - Z(\lambda, \varphi)}{(\varphi - \Delta) - \varphi} \quad (2.2)$$

Onde $\Delta\varphi = 15^\circ$ e Z é a altura geopotencial em 500 hPa. As bandas de latitudes representam os máximos locais de altura geopotencial. As bandas de latitudes médias-baixas, médias-altas e altas estão fixadas sobre uma latitude específica central, enquanto alguma variação é permitida para as bandas de latitudes médias e altas-baixas. Desta forma, é possível analisar a variação latitudinal dos eventos de bloqueio através da comparação das bandas de latitudes (OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRIZZI, 2013). O intervalo total de latitudes é calculado através da soma da frequência de bloqueios nas bandas de latitudes médias e altas-baixas, fornecendo assim a frequência total de latitudes bloqueadas. O escoamento é definido como bloqueado em uma dada longitude (λ) quando os critérios de GHGN e GHGS (**Equação 2.3**) forem simultaneamente satisfeitos para pelo menos um delta de latitude ($\Delta\varphi = 1,5^\circ$, que é o espaçamento horizontal das reanálises do ERA-Interim) e para pelo menos 15° de longitude ($\Delta\lambda = 10 \times 1,5^\circ$), que é uma escala razoável na detecção de sistemas sinóticos (> 1000 km). GHGN pode ser interpretado como o gradiente de altura geopotencial ou a intensidade do bloqueio ($\text{m}/^\circ\text{lat}$). GHGS é o gradiente de altura geopotencial em altas latitudes. Esta condição foi imposta por Tibaldi et al. (1994) para impedir que baixas desprendidas frias, localizadas anormalmente nas latitudes polares, fossem identificadas de forma incorreta como bloqueios, pois estas também podem resultar em valores negativos no critério básico de Lejeñas (1984).

$$GHGN > 0,0 \quad \text{e} \quad GHGS < -10 \text{ m}/^\circ\text{lat} \quad (2.3)$$

Uma restrição temporal também é aplicada. Para um episódio ser caracterizado como bloqueio (evento de bloqueio), o mesmo deve persistir por no mínimo 3 dias (SINCLAIR, 1996; MARQUES; RAO, 1998; OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRIZZI, 2013). Foram avaliadas a frequência e posição dos eventos de bloqueio em eventos extremos de gelo marinho através da diferença com a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013).

A **Figura 2.7** apresenta a frequência sazonal média de eventos de bloqueio no HS entre 1979 e 2013. Na primavera austral (**Figuras 2.7a, 2.7b**) o intervalo total apresenta máxima frequência de 11,4% (3,3%) de dias bloqueados (eventos de bloqueio) em $175,4^\circ$ W e $172,5^\circ$ W ($166,7^\circ$ W), no Pacífico Sul Central. A maior frequência entre as bandas de

latitudes ocorre nas latitudes de 48° S, de 7,8% (2,4%) em 171,3° W (166,7° W), no Pacífico Sul Central. No verão austral (**Figuras 2.7c, 2.7d**) a frequência de dias bloqueados (eventos de bloqueio) no intervalo total é maior na longitude de 169,6° W (169° W), no Pacífico Sul Central, com frequência média de 15,7% (5,6%). Dentre as bandas de latitudes, a frequência é maior nas latitudes de 48° S, com máximo de 11,4% (4,4%) em 170,2° W (177° W e 174,2° W), no Pacífico Sul Central. A banda de latitudes de 66° S é a que apresenta a menor frequência de dias bloqueados (eventos de bloqueio), com máximo de 1,8% (0,7%) na longitude de 135° W (147,7° W) sobre o Pacífico Sul Central.

Por outro lado, no outono austral (**Figuras 2.7e, 2.7f**) a máxima frequência de dias bloqueados (eventos de bloqueio) dentre as bandas de latitudes ocorre nas latitudes de 60° S, de 10,4% (6,2%) em 103,9° W (102,7° W), sobre o Pacífico Sudeste. A banda total apresenta maior frequência de 16,4% e 16,2% (7,9%) em 168,5° W e 102,7° W (109,6° W), respectivamente. No inverno austral (**Figuras 2.7g, 2.7h**) há dois máximos de frequência considerando o intervalo total de latitudes, um em torno de 164° W (163° W), com frequência de 21,7% (10%) de dias bloqueados (eventos de bloqueio), e outro em 148° W (150° W), com frequência de 21,5% (9,8%), ambos sobre o Pacífico Sul Central. Podemos observar o máximo secundário em 127° W (110° W) de 18,7% (9,3%), localizado sobre o Pacífico Sul Central (Pacífico Sudeste). A banda de latitudes com maior frequência é em 48° S (60° S \pm), com pico de 11,2 % (5,8%) de dias bloqueados (eventos de bloqueio) em torno de 167° W (110° W) sobre o Pacífico Sul Central (Pacífico Sudeste). Assim, a máxima frequência de eventos de bloqueio ocorre preferencialmente sobre o Pacífico Sul, como também observado por Van Loon (1956), Lejeñas (1984) Trenberth e Mo (1985) e Tibaldiet al. (1994), e na banda de latitudes 48° S (60° S) no verão e primavera (outono e inverno). Portanto, existe uma tendência de aumentar a frequência de eventos de bloqueio em direção às latitudes maiores na estação fria, conforme também analisado por Sinclair (1996), Mendes et al. (2008), Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2013) e Oliveira e Ambrizzi (2016).

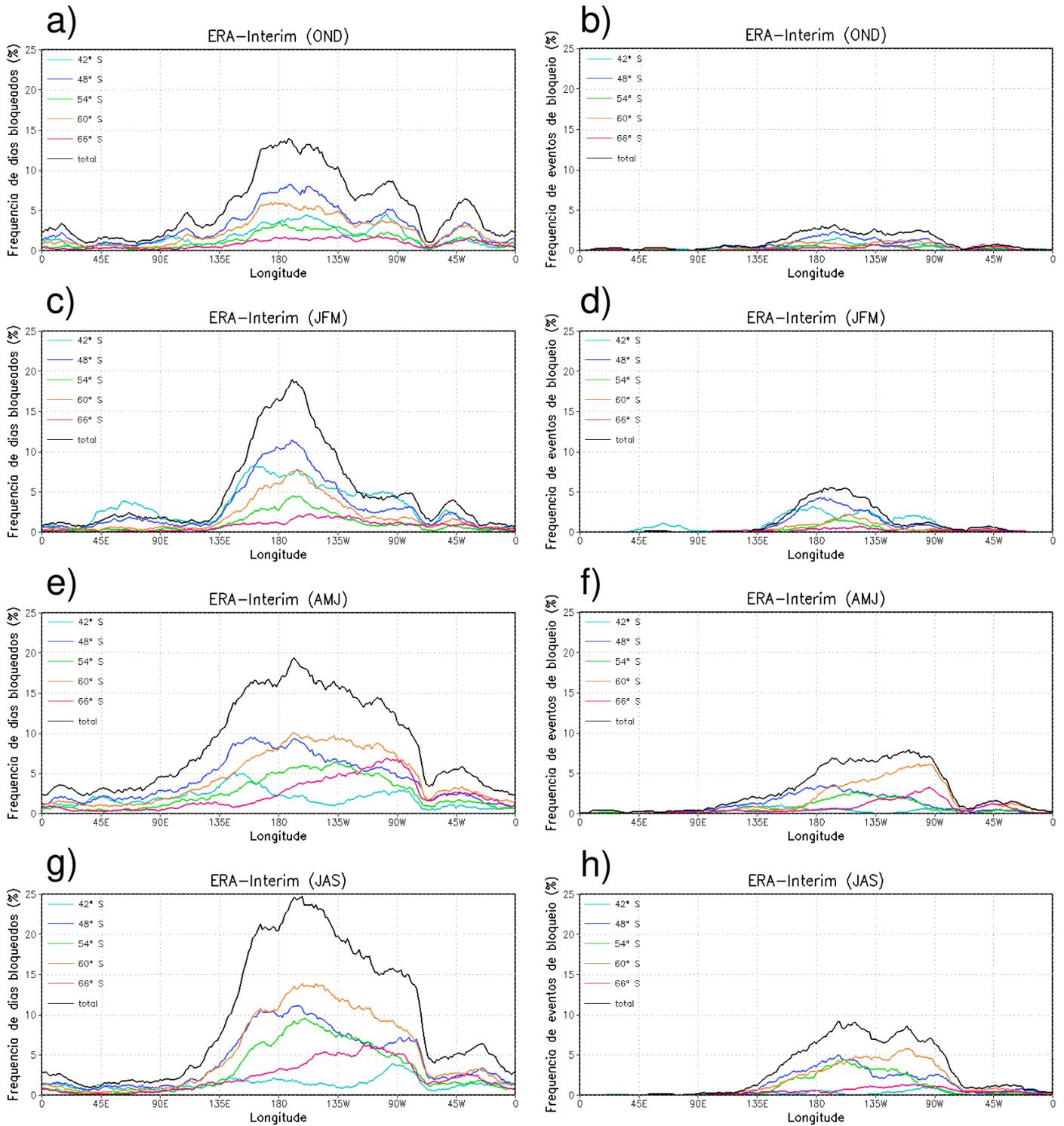


Figura 2.7. Frequências médias de dias bloqueados (coluna da esquerda) e de eventos de bloqueio (coluna da direita) por longitude, de acordo com as bandas de latitudes e o intervalo total, durante (a, b) primavera (OND), (c, d) verão (JFM), (e, f) outono (AMJ) e (g, h) inverno (JAS) austral entre 1979 e 2013.

2.5 Algoritmo de rastreamento de trajetória de ciclones extratropicais

Para a identificação e rastreamento de trajetória dos ciclones extratropicais utilizamos o algoritmo desenvolvido por Sinclair (1994, 1995, 1997), muito semelhante ao de Murray e Simmonds (1991), posteriormente modificado por Sugahara (2000), em que os ciclones são identificados através da vorticidade relativa ciclônica a partir do vento a 10 metros de altura (**Equação 2.4**) das reanálises do *National Center for Environmental Prediction–Department of Energy* (NCEP-DOE, KANAMITSU et al. 2002).

$$\zeta = \frac{\partial v_{10}}{\partial x} - \frac{\partial u_{10}}{\partial y} \quad (2.4)$$

a qual é resolvida numericamente usando o método de diferenças finitas centrada no espaço (REBOITA et al., 2010).

Antes de iniciar o rastreamento de ciclones extratropicais, o campo de vorticidade é suavizado com o método de Cressman (GRESSMAN, 1959) para eliminar centros espúrios de vorticidade e uniformizar o campo de vorticidade em zonas alongadas de cisalhamento, onde há vários centros com vorticidade máxima negativa (SINCLAIR, 1997). O processo de rastreamento de ciclones envolve a identificação da vorticidade ciclônica máxima negativa através do método do vizinho mais próximo (*nearest neighbor search*), de forma que um ponto de grade é considerado centro do ciclone se apresentar vorticidade relativa menor que os pontos de grade vizinhos e menor que um limiar pré-estabelecido ($\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Como a diferença na posição do centro do ciclone entre grades com baixa e alta resolução pode exceder a 100 km (SUGAHARA, 2000), o campo de ζ dentro de um raio de 250 km em torno do centro do ciclone foi interpolado através de uma função polinomial bi-cúbica para uma grade de $0,27778^\circ \times 0,27778^\circ$ (SUGAHARA, 2000; REBOITA, 2008). Assim, a nova posição obtida do centro do ciclone com a grade de alta resolução interpolada é considerada o centro do sistema. A localização do centro do ciclone após o primeiro deslocamento é feita a partir da posição do centro do ciclone na grade de baixa resolução no tempo t aplicando-se ao tempo $t + \delta t$ e fazendo a correção para a grade de maior resolução, conforme explicado anteriormente. Uma vez conhecida a posição do ciclone entre dois intervalos de tempo consecutivos, a velocidade do sistema é calculada. Esta velocidade é utilizada como uma primeira estimativa (*first guess*) da posição do sistema no tempo futuro. A partir desta nova posição estimada, o algoritmo repete o método do vizinho mais próximo para identificar precisamente a próxima posição. A aplicação contínua deste algoritmo gera a trajetória do

ciclone até que a vorticidade relativa mínima e o tempo de vida (≥ 1 dia e < 10 dias) previamente estabelecidos sejam atingidos. Para verificar a distribuição geográfica dos ciclones extratropicais, calculamos a densidade destes sistemas, a qual é definida como a razão entre o número de sistemas em regiões de $5^\circ \times 5^\circ$ e a área desta região. Este procedimento corrige o efeito da latitude, o qual tende a favorecer a densidade dos ciclones em direção ao equador (SINCLAIR, 1996). A densidade de trajetória dos sistemas ciclônicos foi multiplicada por 10^4 a fim de facilitar a apresentação dos resultados graficamente. Maiores detalhes sobre este algoritmo podem ser encontrados em Reboita (2008) e Reboita et al. (2010).

Dentre as vantagens do emprego da vorticidade relativa para localizar e rastrear ciclones em relação à pressão mínima é que a vorticidade é uma medida de rotação do fluido, de forma que representa melhor um sistema ciclônico (SINCLAIR, 1994). Em função do intenso gradiente meridional de pressão sobre a circulação ciclônica nas latitudes médias, implica em ciclones muitas vezes com isóbara abertas. Assim, muitos sistemas ciclônicos não são identificados por algoritmos que utilizam a pressão mínima, enquanto a utilização da vorticidade relativa elimina esse problema. Por outro lado, existe algumas desvantagens em utilizar a vorticidade relativa na detecção, dentre as quais a sensibilidade do algoritmo a erros de análise, uma vez que são utilizadas outras variáveis (vento zonal e meridional) para o cálculo da vorticidade relativa, a intensidade do ciclone ser função do espaçamento horizontal da análise e a inclusão de centros de vorticidade em regiões alongadas de cisalhamento, o que pode não estar relacionado com a estrutura típica de ciclones (REBOITA et al., 2010).

2.6 Células de circulação meridional

Para a análise das células de circulação meridional (Hadley, Ferrel e Polar) foram feitas composições de anomalias de velocidade vertical (\bar{w}) durante os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho nos setores do HS. Foram analisados separadamente os setores do Atlântico Sul (80° W a 10° E) e do Pacífico Sudeste (120° W a 80° W), regiões de ocorrência de bloqueios que impactam a América do Sul (KAYANO, 1999; MENDES et al., 2008). A seção vertical climatológica da velocidade vertical média no setor do Atlântico Sul e do Pacífico Sudeste é apresentada na **Figura 2.8**. No setor do Atlântico Sul o ramo ascendente da Célula de Hadley regional ocorre entre o Equador e 10° N (**Figura 2.8b**),

enquanto no setor do Pacífico Sudeste o ramo está deslocado para norte, entre 5° N e 20° N (**Figura 2.8a**). O ramo descendente da Célula de Hadley/Ferrel regional no setor do Atlântico Sul está aproximadamente entre o Equador e 40° S, enquanto no setor do Pacífico Sudeste o limite sul do ramo também está deslocado para norte, em torno de 30° S. Já o ramo ascendente da Célula de Ferrel/Polar regional no setor do Atlântico Sul ocorre entre as latitudes de 40° e 70° S, enquanto no setor do Pacífico Sudeste se estende mais para sul, de 30° a 78° S, sendo meridionalmente mais extenso que no setor do Atlântico Sul. O ramo descendente da Célula Polar regional é bem evidente em toda a troposfera no setor do Atlântico Sul, enquanto no setor do Pacífico Sudeste isso ocorre em direção à superfície a partir de 700 hPa.

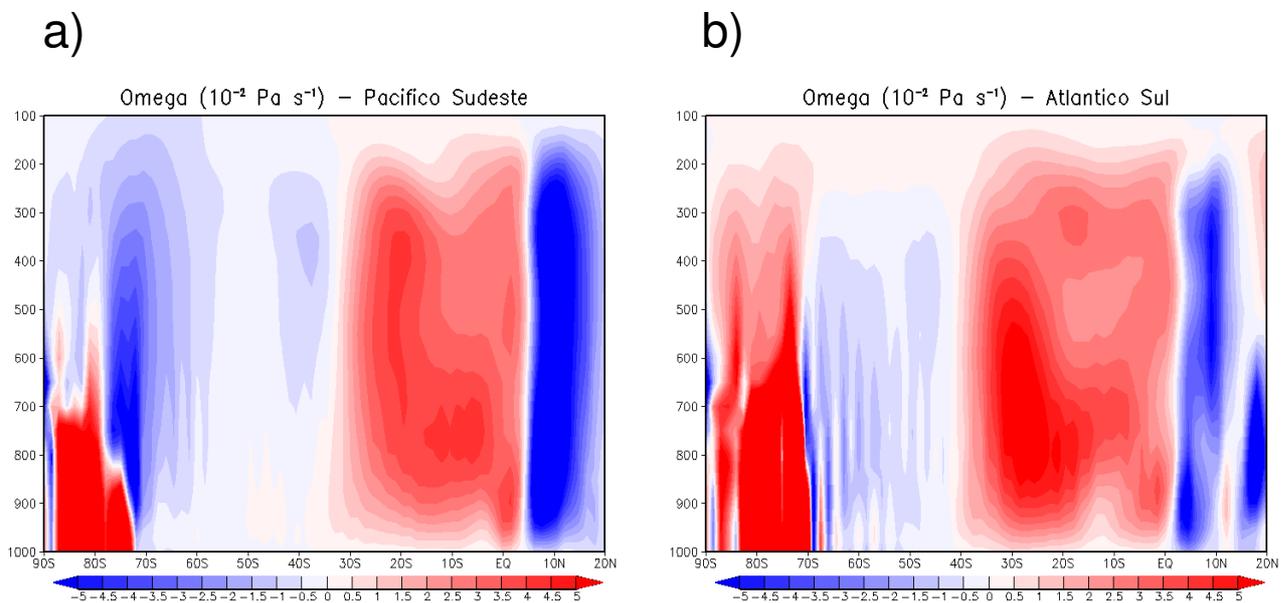


Figura 2.8. Seção vertical climatológica (1979-2013) da velocidade vertical ($10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) média no setor do (a) Pacífico Sudeste (120° a 80° W) e (b) Atlântico Sul (80° W a 10° E).

2.7 Análise de composições

Para compreender os mecanismos que favorecem a formação e a manutenção dos bloqueios atmosféricos é necessário enfocá-los a partir de uma escala maior do que a sinótica, em que esses fenômenos são vistos como ondas planetárias caracterizadas por sua quase estacionaridade e grande amplitude. Assim, a interação das ondas planetárias com processos de baixa e alta frequência na atmosfera é um ponto chave e sugere a

natureza altamente não linear associada ao fenômeno (AMBRIZZI; MARQUES; NASCIMENTO, 2009). Nesse sentido, foram investigados os padrões de circulação atmosférica na escala interanual em eventos extremos de gelo marinho, que possam estar relacionados à formação e/ou intensificação de altas de bloqueios. Para isso foram feitas composições das anomalias interanuais dos campos de superfície até os altos níveis da troposfera para as variáveis TSM, fluxo de calor latente e sensível em superfície, temperatura do ar a 2 m, vento zonal e meridional a 10 m, pressão ao nível médio do mar, altura geopotencial em 500 e 200 hPa, vento zonal em 200 hPa, velocidade vertical ($\bar{\omega}$), precipitação total e divergência em 200 hPa durante os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho. A significância estatística das composições foi obtida com o teste t-Student, ao nível de 10% ($\alpha < 10\%$).

2.8 Dados de modelos

2.8.1 CMIP5 e cenários climáticos

As simulações realizadas com os modelos de circulação geral oceano-atmosfera (*atmosphere-ocean general circulation models* - AOGCMs) do *World Climate Research Program's* (WCRP) *Working Group on Coupled Modelling* (WGCM) compreendem o CMIP5, em que participam mais de 20 centros/grupos de modelagem, utilizando mais de 50 modelos (TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012), e serviram de base para o AR5 do IPCC. O CMIP5 inclui dois tipos de experimentos de modelagem de mudanças climáticas: integrações de curto prazo (10-30 anos) e de longo prazo (séculos). Os experimentos de curto prazo são inicializados com condições observadas do oceano e de gelo marinho, enquanto que as integrações de longo prazo são geralmente inicializadas a partir de integrações de controle pré-industriais multi-século. Ambos os experimentos são integrados utilizando os AOGCMs. Modelos do sistema terrestre de complexidade intermediária (*Earth system models of intermediate complexity* - EMICs) também são empregados para realizar muitos dos experimentos do CMIP5. Os AOGCMs e EMICs respondem a concentrações de vários constituintes atmosféricos variando no tempo e incluindo uma representação interativa da atmosfera, oceano, terra e gelo marinho. Nas simulações de longo prazo há AOGCMs acoplados às componentes biogeoquímicas, as quais consideram os fluxos de carbono

entre oceano, atmosfera e reservatórios de carbono da biosfera terrestre. Estes modelos são denominados modelos do Sistema Terrestre (*Earth System models* - ESMs).

As projeções de mudanças climáticas do CMIP5 são conduzidas por cenários de concentração ou emissão consistentes com os *Representative Concentration Pathways* (RCPs). Ao contrário dos cenários descritos no *Special Report on Emissions Scenarios* (SRES) usados para o CMIP3, os quais não incluem intervenção política, os RCPs do CMIP5 são cenários de mitigação que assumem ações políticas que serão tomadas para alcançar determinadas metas de emissões (TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012). Desta forma, os cenários de emissões são descrições do potencial futuro de emissões de gases de efeito estufa, poluentes do ar e aerossóis, uso e cobertura da terra, padrões e taxas de crescimento econômico, mudança demográfica, tecnológica, política e outros fatores importantes para a avaliação dos impactos das mudanças climáticas (MOSS et al., 2010). Os cenários de emissão são usados para avaliar o impacto de uma variedade de atividades humanas sobre as componentes do sistema climático: atmosfera, hidrosfera, criosfera, litosfera e biosfera. Os impactos nos ecossistemas, recursos naturais, infraestrutura e atividades econômicas, além do bem-estar humano, não dependem somente da mudança do clima, mas também da vulnerabilidade e da capacidade de adaptação das sociedades e das economias aos impactos.

Há quatro cenários de forçantes radiativas futuras, ou seja, mudanças no balanço entre a radiação que entra e sai da atmosfera causada por mudanças nos constituintes atmosféricos (MOSS et al., 2010): RCP2.6, RCP4.5, RCP6 e RCP8.5. RCP2.6 é um cenário de mitigação, levando a um nível de forçamento radiativo muito baixo, com máximo de 3 Wm^{-2} antes de 2100 (**Figura 2.9a**), além de um pico de concentração de CO_2 equivalente de aproximadamente 490 ppm (**Figura 2.9b**), seguido por um declínio para $2,6 \text{ Wm}^{-2}$, bem como das concentrações de CO_2 (MOSS et al., 2010; VAN VUUREN et al., 2011; TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012). RCP4.5 e RCP6 são cenários de média estabilização, sendo que em RCP4.5 a forçante radiativa de aproximadamente $4,5 \text{ Wm}^{-2}$ e concentração de CO_2 equivalente de cerca de 650 ppm são estabilizados após 2100, sem ultrapassar o nível da meta de forçante radiativa de longo prazo; e em RCP6 a forçante radiativa de aproximadamente 6 Wm^{-2} e concentração de CO_2 equivalente de cerca de 850 ppm são estabilizados após 2100 pela utilização de uma variedade de tecnologias e estratégias para reduzir as emissões de gases de efeito estufa (MOSS et al., 2010; VAN VUUREN et al., 2011). RCP8.5 é um cenário de emissão muito elevado, caracterizado pelo aumento das emissões dos gases de efeito estufa ao longo do tempo, com forçante radiativa maior que $8,5 \text{ Wm}^{-2}$ e concentração de CO_2 equivalente superior a 1370 ppm em 2100 (MOSS et al., 2010; VAN VUUREN et al., 2011).

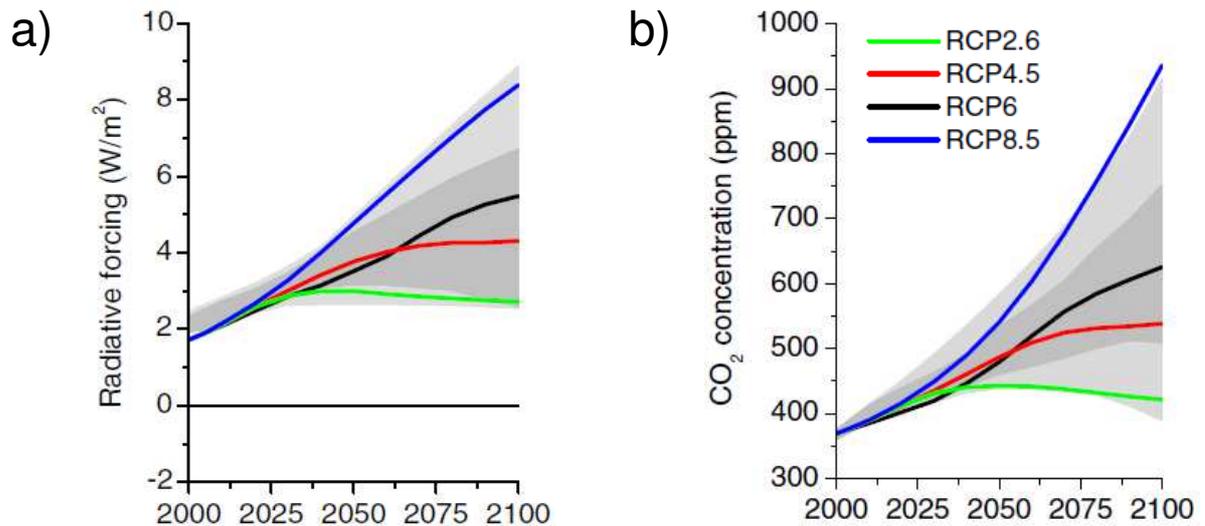


Figura 2.9. Tendências (a) na forçante radiativa (Wm^{-2}) e (b) nas concentrações de CO_2 (ppm) para os quatro cenários RCPs. Áreas em cinza indicam os percentis de 98% e 90% (cinza claro e escuro, respectivamente). Fonte: Van Vuuren et al. (2011).

2.8.2 Modelos

No presente estudo foram analisadas as saídas das simulações de três AOGCMs, os quais foram escolhidos em função da representação da cobertura de gelo marinho antártico. O modelo NorESM1-M (*Norwegian Earth System Model version 1*) é o que apresenta a melhor representação do gelo marinho, MIROC5 (*Model for Interdisciplinary Research on Climate version 5*) é o que apresenta a maior subestimação e CCSM4 (*Community Climate System Model version 4*) é o que apresenta a maior superestimação (TURNER et al., 2012). Foram analisados três experimentos distintos, com saídas diárias: (1) simulação histórica (1950-2005), (2) projeção futura (2006-2100) forçada por RCP4.5 e (3) projeção futura (2006-2100) forçada por RCP8.5.

Inicialmente as saídas diárias dos três AOGCMs foram interpoladas para o mesmo espaçamento horizontal das reanálises do Era-Interim ($1,5^\circ \times 1,5^\circ$) para a posterior comparação entre os conjuntos de dados. Para avaliar o potencial dos AOGCM em simular os bloqueios atmosféricos no clima presente (1950-2005), primeiramente o padrão espacial e o ciclo anual da altura geopotencial em 500 hPa e do vento zonal em 250 hPa foram comparados com os dados observados (Era-Interim) através de análises estatísticas espaciais (média, desvio padrão e diferença). A frequência e posição dos bloqueios atmosféricos no clima presente simulado foram comparadas com o observado através da

diferença entre ambos, bem como em cenários futuros de mudanças climáticas foram comparados entre si e com o clima presente simulado e observado.

2.8.2.1 MIROC5

O modelo MIROC5, desenvolvido pelo *Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo)*, *National Institute for Environmental Studies* e *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology*, é um AOGCMs com componente atmosférica, oceânica, gelo marinho e terrestre (WATANABE et al., 2010). A componente atmosférica possui núcleo dinâmico espectral, com coordenada híbrida sigma-pressão, resolução padrão T85 (truncamento triangular no número de onda zonal 85), topo do modelo em 0,003 hPa e 40 níveis verticais (até 3 hPa). A componente oceânica possui coordenada horizontal curvilínea generalizada, com resolução zonal de 1,4° e resolução meridional de 0,5° nas latitudes entre 0° e 8° e de 1,4° nas latitudes maiores que 65°. O número de níveis verticais é de 49, excluindo a camada limite inferior. O espaçamento da grade na vertical varia com a profundidade: 2,5 m na superfície, 20 m na profundidade de 100 m, 100 m na profundidade de 1000 m e 250 m abaixo de 2000 m de profundidade (WATANABE et al., 2010). A componente de gelo marinho calcula a evolução da distribuição de espessura na escala subgrade, seguindo as equações governantes de Thorndike et al. (1975). Em cada grade horizontal, o gelo marinho é dividido em cinco categorias mais água aberta. A capacidade térmica do gelo marinho é considerada no módulo, bem como a salinidade é fixada em 5 psu. O albedo do gelo marinho a 0°C é de 0,8 (banda do visível) e 0,65 (banda do infravermelho próximo), enquanto a menos de -5°C é de 0,9 (banda do visível) e 0,8 (banda do infravermelho próximo) (WATANABE et al., 2010). A componente terrestre prevê água e temperatura nas seis camadas do solo abaixo de 14 m de profundidade, uma camada de dossel e três camadas de neve (WATANABE et al., 2010).

2.8.2.2 CCSM4

O modelo CCSM4, do NCAR, é um AOGCMs com componente atmosférica, oceânica, gelo marinho e terrestre, os quais são ligados por um acoplador que troca informações de

estado e fluxos entre as componentes (GENT et al., 2011). A componente atmosférica possui núcleo de volume finito *Lin-Rood* do *Community Atmosphere Model* (CAM4), com grade horizontal de $1,28^\circ \times 0,9^\circ$ e 26 camadas na vertical (GENT et al., 2011). A componente oceânica possui coordenadas esféricas na primeira grade nominal no HS, enquanto no HN o polo é deslocado para a Groelândia a $80^\circ \text{ N}/40^\circ \text{ W}$. Há 60 níveis verticais, resolução zonal uniforme de $1,11^\circ$, enquanto a resolução meridional é de $0,27^\circ$ no Equador, aumentando gradativamente para $0,53^\circ$ em 33° de latitude e ficando constante nas altas latitudes (GENT et al., 2011). A componente de gelo marinho é baseada no *Community Ice Code* (CICE) *version4*, com mesma grade horizontal da componente oceânica. Há um esquema de transferência radiativa delta Eddington, que faz uso de propriedades óticas inerentes para definir as características de dispersão e absorção de neve e gelo marinho, incluindo absorvedores, como *black carbon* e poeira (GENT et al., 2011). A componente terrestre é baseada no *Community Land Model* (CLM4), com mesma grade horizontal da componente atmosférica. CLM4 inclui uma componente do ciclo do carbono-nitrogênio, mudança do uso da terra e cobertura da terra transiente, além de um modelo de vegetação global dinâmica e um modelo de radiação de aerossol de neve e gelo (GENT et al., 2011).

2.8.2.3 NorESM1-M

O modelo NorESM1-M foi desenvolvido pelo *Norwegian Climate Centre* (NCC) e é amplamente baseado no modelo CCSM4. As principais diferenças são (BENTSEN et al., 2013): (1) o módulo oceânico em coordenada isopícnica; (2) o módulo atmosférico CAM4 é substituído pelo CAM4-Oslo, com parametrizações de aerossóis, interações aerossol-nuvem e aerossol-radiação. O núcleo dinâmico de volume finito possui resolução horizontal de $1,9^\circ \times 2,5^\circ$, topo do modelo em 2,917 hPa, 26 níveis na vertical e coordenada híbrida sigma-pressão. O tamanho da malha da grade é o dobro da versão padrão usada no CCSM4; (3) os módulos de gelo marinho e terrestre são basicamente os mesmos do CCSM4, exceto que os aerossóis de poeira mineral e fuligem depositados na neve e no gelo marinho são baseados em cálculos de aerossol no CAM4-Oslo.

CAPÍTULO 3

Setor do mar de Ross

3.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho

3.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical

Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross (**Figura 3.1 - coluna da esquerda**) há aquecimento da TSM neste setor, bem como no Pacífico Sul, com valores de até $+0,4^{\circ}\text{C}$ (**Figura 3.1a**). No Pacífico Equatorial há anomalias positivas de TSM nas regiões do Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4. Desta forma há um aumento da atividade convectiva tropical na região do Niño 4 (**Figura 3.1s**), o que leva à divergência (**Figura 3.1w**) e anomalias anticiclônicas (**Figura 3.1y**) em altos níveis através do estiramento da coluna de ar. No norte da América do Sul e nordeste da região Sudeste do Brasil há anomalias negativas de precipitação (**Figura 3.1u**) associadas à supressão anômala de convecção. Na costa oeste e leste do extremo sul da América do Sul, bem como ao norte da Península Antártica, há anomalias frias de TSM.

Com as anomalias positivas de TSM no setor do mar de Ross/Pacífico Sul, há um enfraquecimento do escoamento zonal de oeste (**Figura 3.1k**). Nesta região o jato polar é enfraquecido, bem como confinado no polo, enquanto o jato subtropical é fortalecido e desviado para sudeste entre o sul da América do Sul e o Atlântico Sul (**Figura 3.1q**). Esta configuração anômala indica uma bifurcação do escoamento zonal em altos níveis. Desta forma, no sul do Pacífico Sul e nos mares de Ross e Amundsen há uma crista anômala (**Figura 3.1o**). O mesmo padrão também é observado por Renwick (2002), o qual analisou a relação entre a altura geopotencial em 500 hPa e eventos extremos de extensão de gelo marinho antártico no setor entre 170° e 130° W, que coincide com o setor do mar de Ross. No Pacífico Sul central há um cavado anômalo em torno de 50° S, o qual se estende pelo extremo sul da América do Sul e sul do Atlântico Sul (**Figura 3.1o**). Este padrão de anomalias é muito semelhante ao primeiro modo do PSA (MO; PAEGLE, 2001). Assim, a advecção quente em direção ao polo pela circulação meridional média é fortalecida no Pacífico Sul central, mas enfraquecida no mar de Bellingshausen e no oeste do mar de Weddell, o que resulta em aquecimento sobre os mares de Ross e Amundsen e resfriamento a leste do mar de Bellingshausen, Península Antártica, mar de Weddell e América do Sul (**Figuras 3.1g, 3.1i**), criando um dipolo de anomalias semelhante ao Dipolo Antártico (YUAN; LI, 2008). O padrão de anomalias frias de até $-0,4^{\circ}\text{C}$ sobre a América do Sul se estende para norte ao longo da Cordilheira dos Andes até próximo de cerca de $14,2^{\circ}$ S, o que pode

ser um indicativo de friagem na região intertropical da América do Sul, que ocorrem durante alguns invernos. Um padrão similar também foi observado por Kayano (1999), a qual considerou a primeira EOF de pressão ao nível médio do mar durante o inverno austral com amplitudes positivas centradas em 130-100° W/50-70° S e com 7 dias de persistência. Os padrões encontrados pela autora satisfazem a maioria dos critérios normalmente utilizados para identificar episódios de bloqueio no HS. Da mesma forma, há resfriamento em toda a Austrália/Nova Zelândia de até -0,6°C e sudeste da África de até de até -0,4°C, ao sul de cerca de 13° S, associado à advecção fria de sul oriunda do setor do mar de Ross e Oceano Índico, respectivamente.

Por outro lado, durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross (**Figura 3.1- coluna da direita**) as anomalias interanuais dos campos atmosféricos e de superfície estão praticamente em fase oposta aos eventos extremos de retração, com algumas diferenças. As anomalias de TSM são negativas de até -0,3°C no setor do mar de Ross/Pacífico Sul (**Figura 3.1b**). Da mesma forma há anomalias frias de TSM no Atlântico Sul, entre 26° S e 52° S, junto à costa leste da América do Sul (**Figura 3.1b**). Em todo o Pacífico Equatorial há anomalias negativas, as quais se estendem para as latitudes extratropicais. Com o resfriamento anômalo inferior a -1°C em todo o Pacífico Equatorial, há um conseqüente resfriamento da atmosfera adjacente (**Figura 3.1h**) e, assim, uma supressão da convecção nas regiões do Niño 3.4 e Niño 4 no Pacífico Equatorial (**Figura 3.1t**). Portanto, em altos níveis há anomalias ciclônicas (**Figura 3.1z**). Sobre o norte da América do Sul e nordeste da região Sudeste do Brasil há anomalias positivas de precipitação (**Figura 3.1v**) associadas à convecção anômala. As anomalias positivas de ROLE se estendem do Pacífico Equatorial Oeste em direção ao sul da América do Sul, enquanto ao sul há anomalias negativas de ROLE.

Na América do Sul há anomalias negativas de temperatura do ar próximo à superfície ao norte de 48° S de até -0,8°C (**Figura 3.1h**) em consequência do anômalo escoamento meridional de sul provindo do Atlântico Sul (**Figura 3.1j**), associado à uma alta pressão anômala em baixos níveis em praticamente todo o continente (**Figura 3.1n**). Da mesma forma, há resfriamento de até -0,6°C no sudeste da África até a região Equatorial, associado à advecção fria de sul do setor do Oceano Índico, bem como na Austrália de até -1°C, associado à advecção fria oriunda do setor do mar de Ross. Por outro lado, há aquecimento na Nova Zelândia associado à advecção quente provinda do Pacífico Equatorial Oeste. As anomalias frias de temperatura do ar próximo à superfície na América do Sul e no sudeste da África durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross estão deslocadas para norte e são mais intensas em relação às anomalias nos eventos de retração.

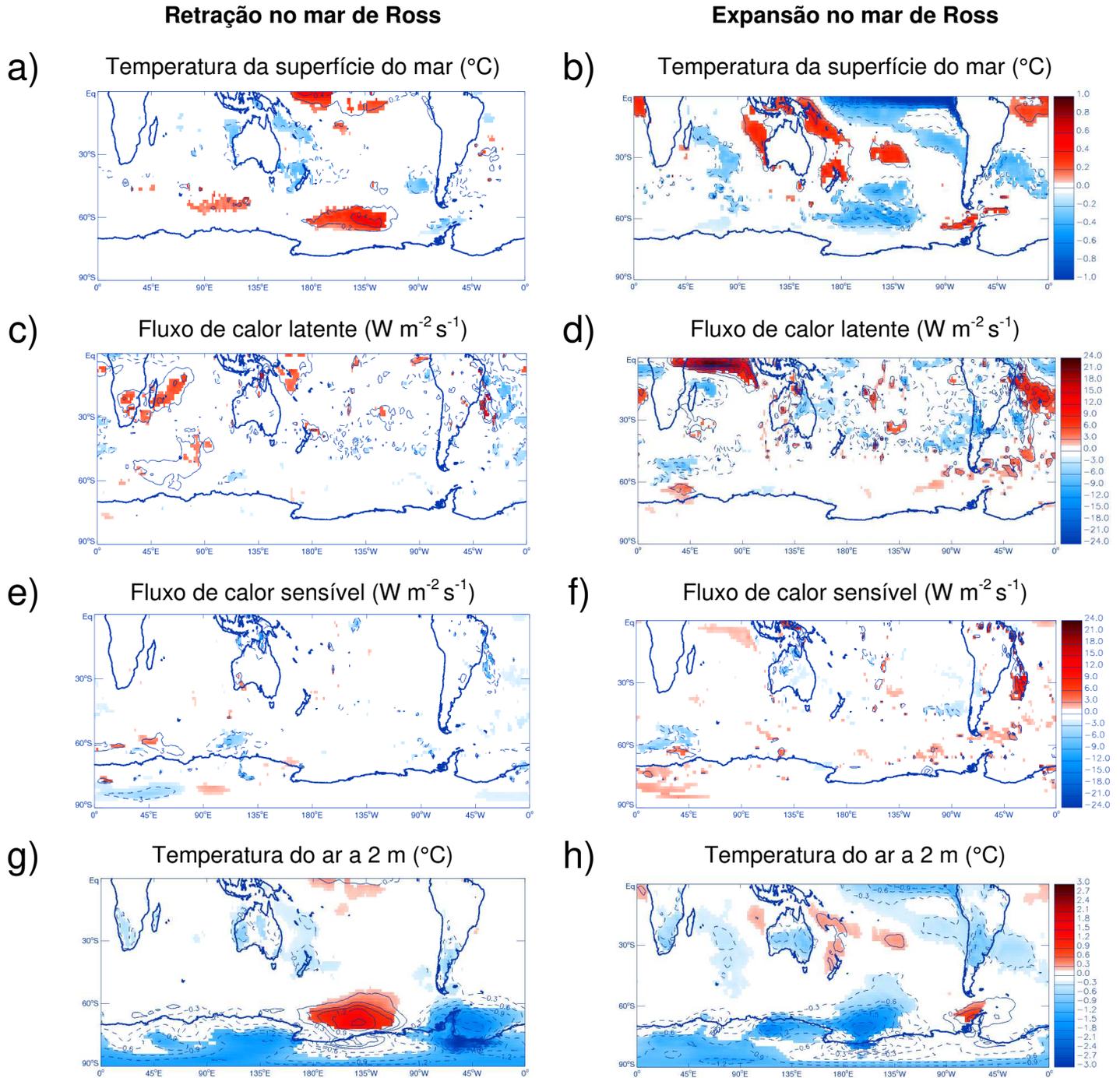


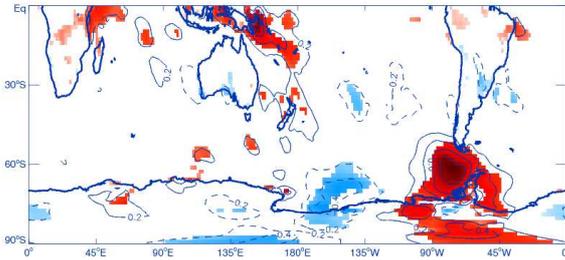
Figura 3.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar (°C), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m (°C), (i, j) vento meridional a 10 m ($m s^{-1}$), (k, l) vento zonal a 10 m ($m s^{-1}$), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$), (s, t) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do mar de Ross. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos.

Retração no mar de Ross

Expansão no mar de Ross

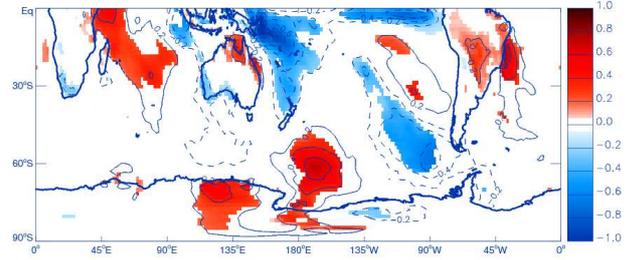
i)

Vento meridional a 10 m (m s^{-1})



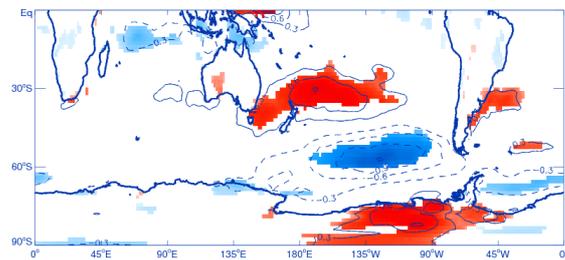
j)

Vento meridional a 10 m (m s^{-1})



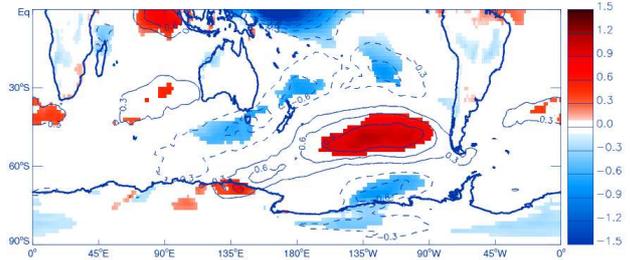
k)

Vento zonal a 10 m (m s^{-1})



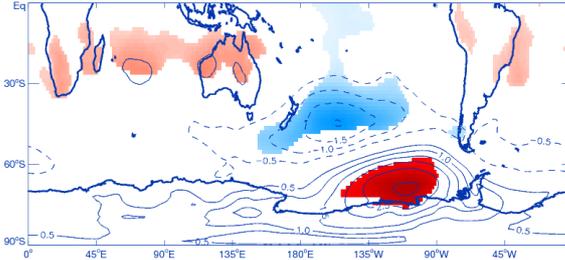
l)

Vento zonal a 10 m (m s^{-1})



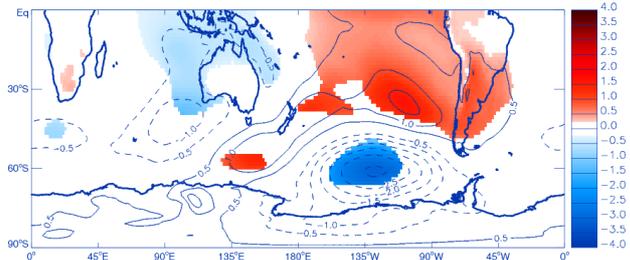
m)

Pressão ao nível médio do mar (hPa)



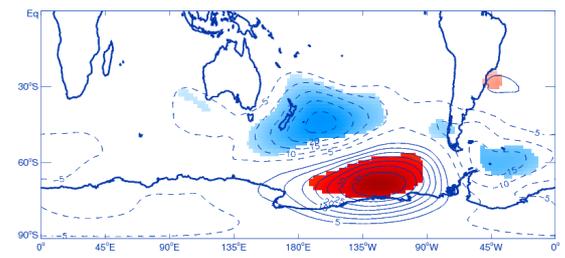
n)

Pressão ao nível médio do mar (hPa)



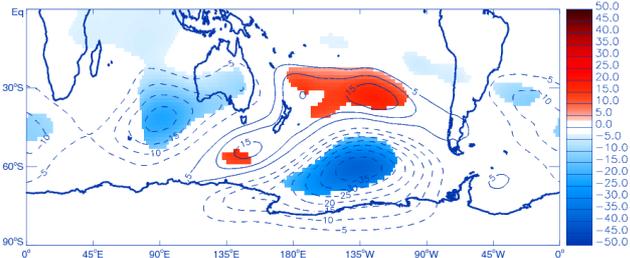
o)

Altura geopotencial em 500 hPa (m)



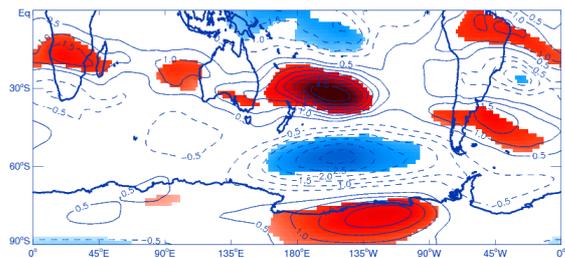
p)

Altura geopotencial em 500 hPa (m)



q)

Vento zonal em 200 hPa (m s^{-1})



r)

Vento zonal em 200 hPa (m s^{-1})

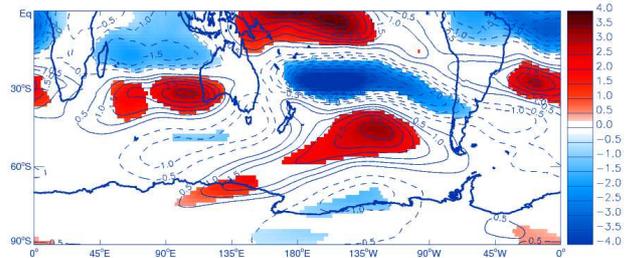


Figura 3.1. Continuação.

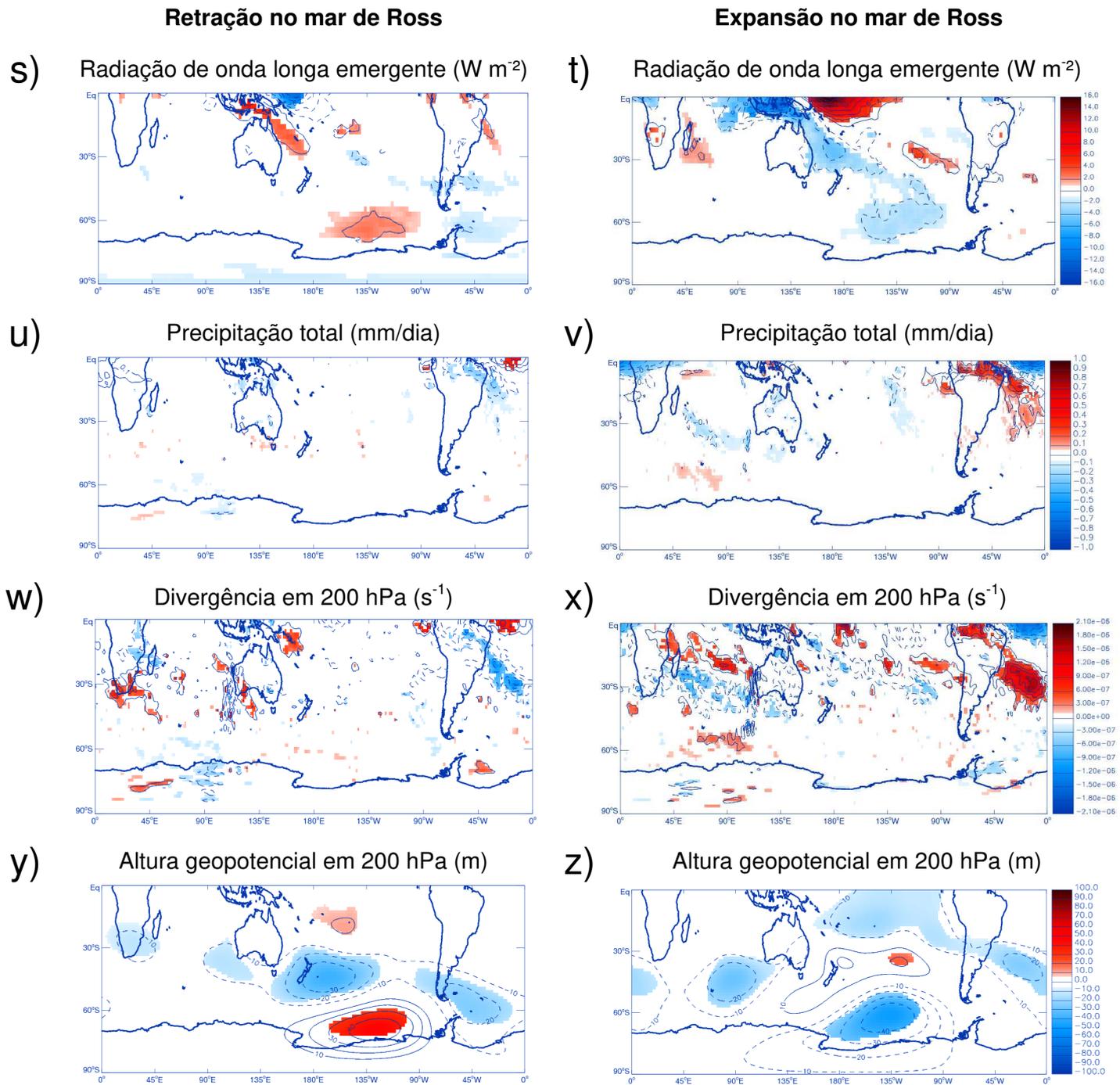


Figura 3.1. Continuação.

3.1.2 Células de circulação meridional

Na **Figura 3.2** são apresentadas as seções verticais das anomalias de velocidade vertical média nos setores do Pacífico Sudeste e do Atlântico Sul nos eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross.

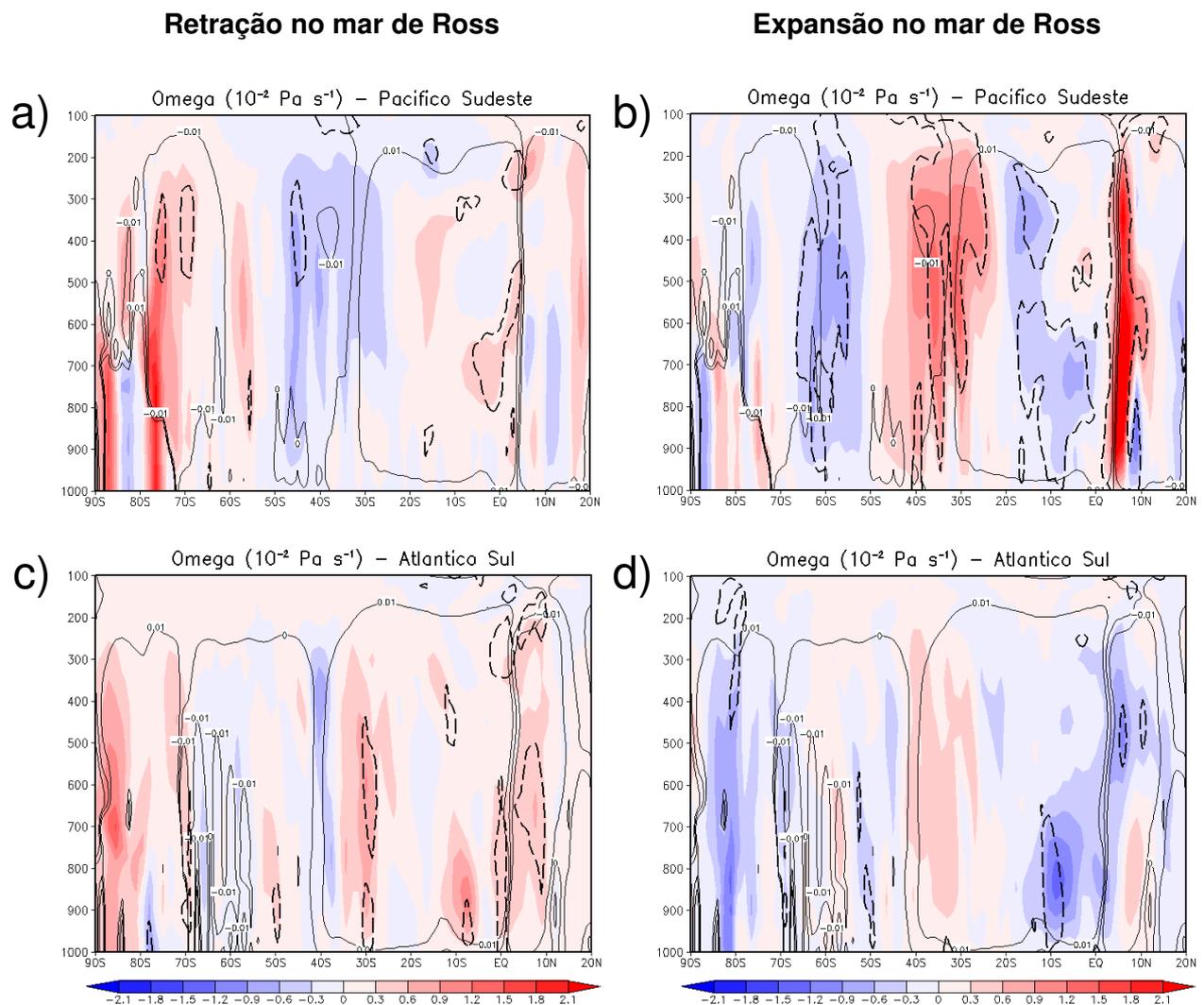


Figura 3.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (omega, $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ} \text{ W} - 80^{\circ} \text{ W}$) e (c, d) do Atlântico Sul (80° W a 10° E) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do mar de Ross. As anomalias negativas (azul) e positivas (vermelho) são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos.

Quando há eventos extremos de retração (expansão) há um enfraquecimento (fortalecimento) do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional em torno de 70° S (60° S) no setor do Pacífico Sudeste [**Figura 3.2a (3.2b)**]. Por outro lado, nas latitudes menores, em torno de 45° S (40° S), existe um fortalecimento (enfraquecimento) da Célula de Ferrel regional. Isso ocorre, pois há um aquecimento (resfriamento) da TSM no Pacífico Sul [**Figura 3.1a (3.1b)**], o que aquece (resfria) a atmosfera adjacente [**Figura 3.1g (3.1h)**], diminuindo (aumentando) os gradientes térmicos entre a borda do gelo marinho e a região de mar aberto. Os gradientes meridionais de pressão são enfraquecidos (fortalecidos), o que enfraquece (fortalece) o cinturão circumpolar de baixas pressões [**Figura 3.1m (3.1n)**], bem como o jato polar [**Figura 3.1g (3.1h)**]. Desta forma, há um deslocamento da Célula de Ferrel regional para norte (para sul). Esses resultados são similares aos encontrados por Raphael, Hobbs e Wainer (2010), que utilizaram um modelo de circulação geral acoplado, em que o submodelo de gelo marinho foi substituído pela climatologia observada de extremos de concentração de gelo marinho antártico para o verão austral (janeiro, fevereiro e março). Os autores mostram que em condições de mínima (máxima) cobertura de gelo marinho a célula Polar expande (contraí), de forma que a Célula de Ferrel é deslocada para norte (sul).

Durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross há anomalias negativas de TSM no Pacífico Equatorial (**Figura 3.1b**), o que resulta em redução na convecção tropical (**Figura 3.1t**) e conseqüente enfraquecimento do ramo ascendente da Célula de Hadley regional entre o Equador e 10° N em toda a troposfera, bem como do ramo descendente entre 20° S e o Equador no setor do Pacífico Sudeste (**Figura 3.2b**). Entre 25° e 40° S o ramo descendente é intensificado, associado às anomalias anticiclônicas em toda a troposfera (**Figuras 3.1n, 3.1p**), o que poderia indicar um fortalecimento da Alta Subtropical do Pacífico Sul. Por outro lado, no Atlântico Equatorial há aquecimento da TSM (**Figura 3.1b**), o que resulta em fortalecimento do ramo ascendente da Célula de Hadley regional em níveis médios no setor do Atlântico Sul, enquanto o ramo descendente em torno de 10° S é enfraquecido em baixos níveis (**Figura 3.2d**). Já durante os eventos extremos de retração de gelo marinho, no setor do Atlântico Sul podemos observar o padrão oposto ao de eventos extremos de expansão, com enfraquecimento do ramo ascendente da Célula de Hadley regional entre o Equador e 10° N e fortalecimento do ramo descendente principalmente em torno de 10° S e 30° S (**Figura 3.2c**).

3.1.3 Bloqueios atmosféricos

A frequência sazonal de eventos de bloqueio e as anomalias interanuais de gelo marinho no setor do mar de Ross apresentam correlação com significância estatística na banda de latitudes de 60° S no setor do Pacífico Sudoeste, de -0,341 ($\alpha < 5\%$), bem como em 66° S no setor do Pacífico Sudeste, de -0,436 ($\alpha < 1\%$) (**Apêndice A.1**). Desta forma, com o aumento na extensão de gelo marinho no setor do mar de Ross há uma diminuição na frequência de eventos de bloqueio nos setores do Pacífico Sudoeste e Pacífico Sudeste durante o inverno austral. Em relação à frequência sazonal de eventos de bloqueio e os eventos extremos de retração de gelo marinho há correlação positiva com significância estatística na banda de latitudes de 60° S nos setores do Pacífico Sudoeste ($r = +0,633$ e $\alpha < 5\%$) e Atlântico Sul ($r = +0,553$ e $\alpha < 10\%$), enquanto a correlação é negativa na banda de latitudes de 66° S no setor do Pacífico Sudeste ($r = -0,559$ e $\alpha < 10\%$) (**Apêndice A.2**).

Eventos extremos de expansão apresentam correlação com significância estatística somente com a frequência de eventos de bloqueio em 60° S no setor do Atlântico Sul ($r = -0,616$ e $\alpha < 10\%$) (**Apêndice A.3**). Portanto, quanto mais intenso o evento extremo de retração (expansão) de gelo marinho, menor (maior) será a frequência de eventos de bloqueio nos setores do Pacífico Sudoeste e Atlântico Sul (Atlântico Sul). Por outro lado, maior será a frequência de eventos de bloqueio no setor do Pacífico Sudeste, quanto mais intenso o evento extremo de retração.

Na **Figura 3.3** são apresentados os gráficos de diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross e a frequência climatológica de inverno austral. Em eventos extremos de retração de gelo marinho, associados às anomalias quentes de TSM no setor do mar de Ross entre 54° e 67° S (**Figura 3.1a**), há um favorecimento de aumento na frequência de eventos de bloqueio nas bandas de latitudes maiores (de 54° S a 66° S), além de intervalo total (**Figura 3.3a**). O maior aumento de frequência ocorre na latitude de 60° S de até +2,7%, justamente na região de maiores anomalias quentes de TSM. Na costa leste da Austrália há anomalias frias de TSM, entre 30° e 49° S, de forma que predomina diminuição na frequência nas bandas de latitudes menores (42° S e 48° S). Da mesma forma, há anomalias frias na costa sudoeste da América do Sul, entre 38° e 49° S, o que desfavorece a formação de altas de bloqueio nas bandas de latitudes de 42° S, 48° S e 54° S, além de intervalo total.

Por outro lado, durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho, as anomalias frias de TSM no setor do mar de Ross (**Figura 3.1b**) são mais abrangentes

latitudinalmente que as anomalias durante os eventos extremos de retração (**Figura 3.1a**), abrangendo as latitudes entre 41° e 70° S. Assim, existe um desfavorecimento à formação de altas de bloqueios, de forma em que há predomínio de redução na frequência em todas as bandas de latitudes e em intervalo total (**Figura 3.3b**). Também há anomalias frias de TSM no Atlântico Sul tropical, ao norte de 50° S. Contudo, há uma pequena redução na frequência somente em 42° S. Na costa leste da Austrália as anomalias de TSM são quentes ao norte de 47° S. Contudo, aumento na frequência ocorre somente na latitude de 48° S e em intervalo total.

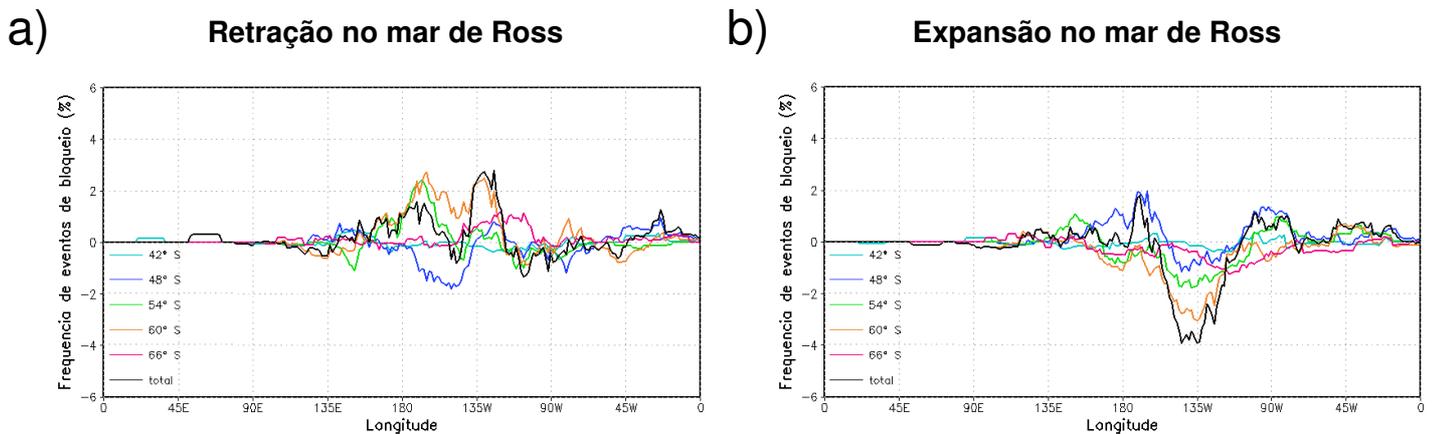


Figura 3.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013). O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos.

3.1.4 Densidade de trajetória de ciclones

Durante os eventos extremos de retração (expansão) de gelo marinho no setor do mar de Ross há uma redução (aumento) na densidade de trajetória de ciclones em torno de 60° S no Pacífico Sudeste [**Figura 3.4a** (**Figura 3.4b**)]. Nesta região há aumento (redução) na frequência de eventos de bloqueio [**Figura 3.3a** (**Figura 3.3b**)], além de anomalias anticiclônicas (ciclônicas) com estrutura barotrópica equivalente [**Figuras 3.1m, 3.1o** (**Figuras 3.1n, 3.1p**)] e enfraquecimento (fortalecimento) do jato polar [**Figura 3.1q** (**Figura 3.1r**)]. Por conservação de massa, há aumento (redução) na densidade de trajetória de ciclones nas latitudes menores, em torno de 40° S, que é uma região de anomalias ciclônicas (anticiclônicas) em toda a troposfera. Este processo é um reflexo do reajuste de

massa, quando as células norte-sul de subsidência são latitudinalmente deslocadas (PEZZA et al., 2008). Na costa sudeste da Austrália há redução (aumento) na densidade de trajetória de ciclones, assim como na costa da região Sudeste do Brasil (extremo sul da América do Sul) há redução na densidade de trajetória. Eventos de máxima extensão de gelo marinho podem interagir com as trajetórias dos ciclones através de mudanças na temperatura do ar em superfície e, conseqüentemente, no gradiente de pressão, o qual tende a ser intensificado sobre o limite entre o gelo marinho e o mar aberto (PEZZA et al., 2008).

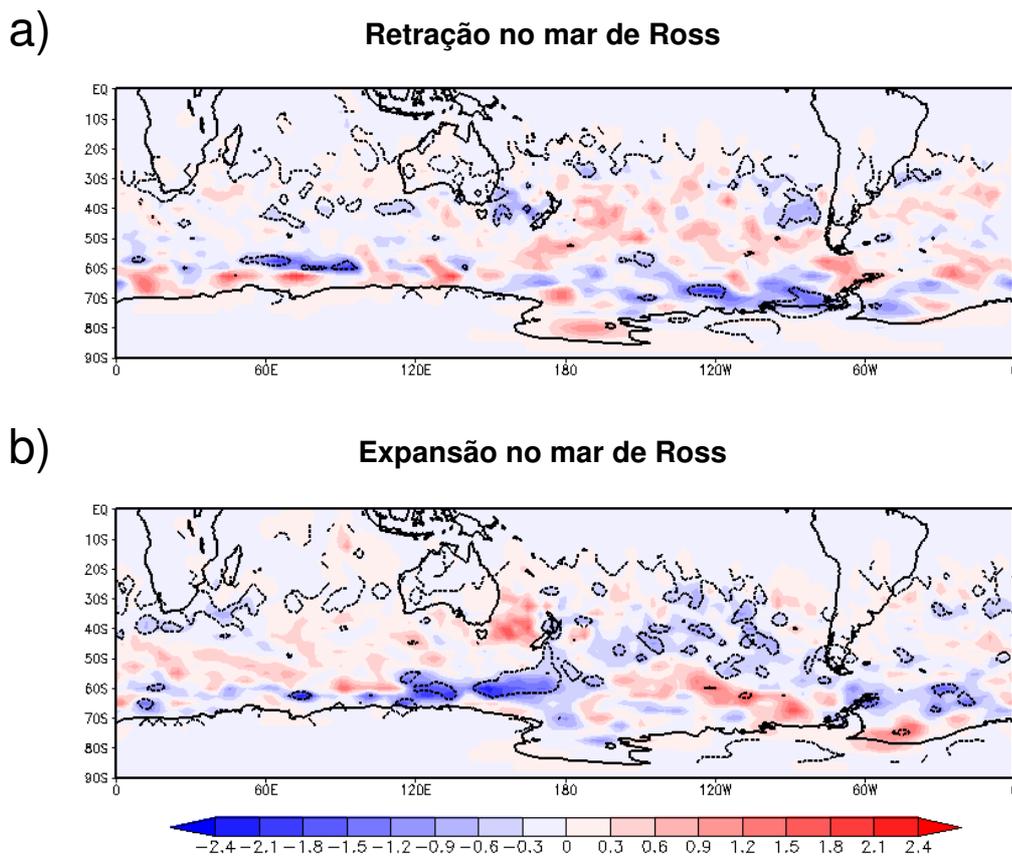


Figura 3.4. Anomalia de densidade de trajetória de ciclones (10^{-4} km^{-2}) durante os eventos extremos interanuais de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2013. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos.

3.1.5 ENOS e AAO

Os eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Ross e as anomalias de TSM nas regiões do Niño, bem como com o índice AAO interanual, apresentou correlação

com significância estatística somente entre os eventos extremos de expansão e a anomalia de TSM na região do Niño 3.4, que foi de -0,606 (**Apêndice B.1**). Dos 10 eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross, 4 ocorrem durante a fase negativa da AAO (**Tabela 3.1**). Dentre estes eventos, 1 ocorre combinado com La Niña na região do Niño 1+2 e 1 com El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4. Eventos extremos de retração também ocorrem durante El Niño no Niño 1+2, fase positiva da AAO e anos Neutros. Dominou eventos de El Niño de intensidade moderada, enquanto todos os eventos de La Niña foram moderados (**Figura 3.5a**). Todos os 2 eventos de El Niño sobre o Pacífico Equatorial centro-leste são classificados como El Niño-Pacífico Central (*cf.* **Tabela 2.2**).

Por outro lado, os eventos extremos de expansão ocorrem principalmente durante La Niña na região do Niño 1+2, totalizando 8 de 10 eventos. Consecutivamente ocorrem episódios de La Niña no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4, fase negativa e positiva da AAO. Também evento extremo de expansão ocorre durante El Niño no Niño 1+2. A intensidade dos eventos de La Niña é predominantemente de moderada a forte (**Figura 3.5b**).

Tabela 3.1 - Anos com eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Ross durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 10 em ambos os eventos extremos.

	Retração no mar de Ross	Expansão no mar de Ross
NIÑO 1+2	1980, 1993, 1995	1985, 1988, 1989, 1990, 1996, 1998, 1999, 2000, 2007
NIÑO 3	2002	1984, 1985, 1988, 1996, 1999, 2007
NIÑO 3.4	2002, 2004	1985, 1988, 1998, 1999, 2000, 2007
NIÑO 4	2002, 2004	1988, 1989, 1998, 1999
AAO	1980, 1992, 1993, 2002, 2011	1985, 1988, 1989, 1996, 1998, 2007
Neutro	1986, 2003, 2012	

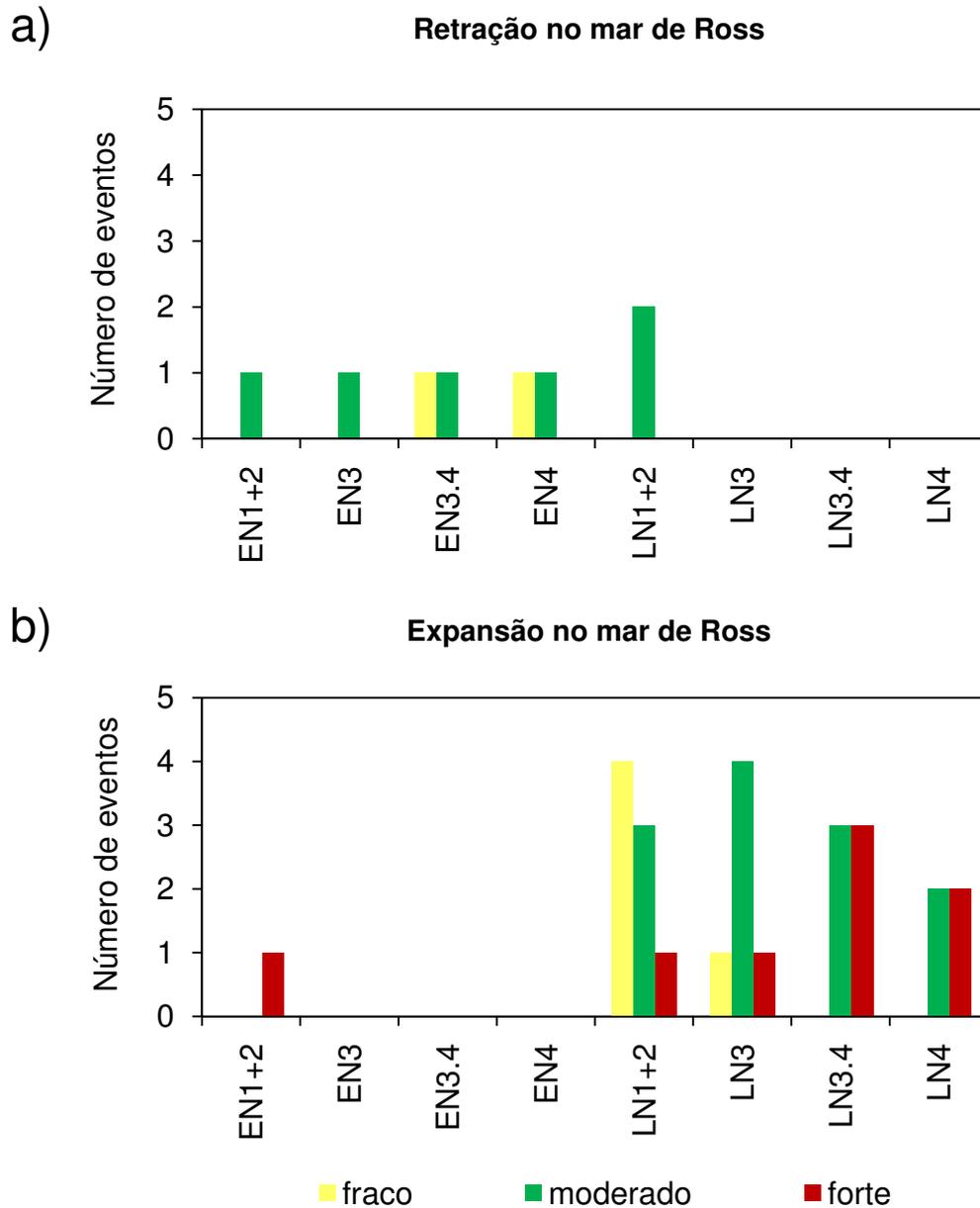


Figura 3.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade fraca (barra amarela), moderada (barra verde) e forte (barra vermelha) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross.

Há três padrões espaciais de anomalias de TSM durante os eventos extremos de retração nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade (*i.e.*, sem evento ENOS e AAO), que são: (1) aquecimento anômalo no Pacífico Sul central e resfriamento na Passagem de Drake durante a fase negativa da AAO (**Figura 3.6a inferior**), La Niña no Niño 1+2 (**Figura 3.6d inferior**), fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2 (**Figura 3.6e inferior**); (2) aquecimento anômalo no Pacífico Sul centro-oeste e resfriamento

na Passagem de Drake durante El Niño no Niño 3.4 e Niño 4 combinados (**Figura 3.6c inferior**), fase negativa da AAO combinada com El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 (**Figura 3.6f inferior**); e (3) aquecimento anômalo no Pacífico Sul e na Passagem de Drake durante a fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2 (**Figura 3.6g inferior**).

O maior aumento na frequência de eventos de bloqueio no Pacífico Sul e leste do setor do mar de Ross ocorre durante a fase negativa da AAO combinada com El Niño na região do Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 (**Figura 3.6f superior**), com aumento nas bandas de latitudes maiores (60° S e 66° S, além de intervalo total), de até +12% em 60° S. Há convecção anômala principalmente na região do Niño 4 (**Figura 3.7a**). Por outro lado, no setor do mar de Ross e Pacífico Sul, onde há aumento na frequência de eventos de bloqueio, há anomalias positivas de ROLE, o que indica uma redução na nebulosidade. Há intensas anomalias positivas de altura em 500 hPa ao sul de 60° S e no Pacífico Sudeste, além de anomalias negativas em 48° S (**Figura 3.7c**), com enfraquecimento do jato polar centrado em torno de 60° S (**Figura 3.7e**). Este padrão anômalo configura a fase negativa da AAO combinada com El Niño (KILADIS; MO, 1998; KIDSON, 1999; CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005; OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRIZZI, 2013). O segundo maior aumento na frequência de eventos de bloqueio ocorre em episódios La Niña na região do Niño 1+2 (**Figura 3.6d superior**), com aumento também nas bandas de latitudes maiores (60° S e 66° S, além de intervalo total), de até +9% em 60° S latitudes. Há supressão de convecção anômala na região do Niño 1+2, além do Niño 3.4 e Niño 4, embora não haja eventos de La Niña nessas regiões (**Figura 3.7b**). Podemos observar anomalias positivas de ROLE no setor do mar de Ross e Pacífico Sul, justamente na região de aumento na frequência de eventos de bloqueio. As anomalias de altura em 500 hPa são positivas no Pacífico Sudeste e Oceano Austral, com exceção do mar de Weddell, enquanto em 48° S há anomalias negativas (**Figura 3.7d**). Assim, há um enfraquecimento do jato polar centrado em torno de 60° S (**Figura 3.7f**).

O padrão espacial de anomalias de TSM durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade é de resfriamento no setor do mar de Ross/Pacífico Sul centro-oeste e aquecimento na Passagem de Drake e no mar de Bellingshausen (**Figura 3.8 inferior**). As maiores diminuições na frequência de eventos de bloqueio no setor do mar de Ross/Pacífico Sul centro-oeste ocorrem durante a fase negativa da AAO combinada com La Niña na região do Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4 (**Figura 3.8i superior**) em todas as bandas de latitudes, com exceção de 42° S e 66° S, com diferença máxima de -9% em intervalo total. Há supressão de convecção principalmente nas regiões do Niño 3.4 e Niño 4 (**Figura 3.9a**). Na latitude de 48° S há uma crista anômala no Pacífico Sul, a qual se estende em direção as altas latitudes no Pacífico Sudeste, bem como sobre todo o continente antártico (**Figura 3.9b**). Por outro lado, no setor do mar de

Ross/Pacífico Sul centro-oeste há um cavado anômalo. Ao sul de 60° S há um enfraquecimento do jato polar, enquanto ao norte há um fortalecimento (**Figura 3.9c**). Este padrão anômalo durante a fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4 é semelhante ao observado por Fogt et al. (2010) e Oliveira (2011).

Também há redução na frequência de eventos de bloqueio no setor do mar de Ross/Pacífico Sul centro-oeste durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho na fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2 e La Niña no Niño 3.4 e Niño 4 (**Figura 3.8k superior**) em todas as bandas de latitudes, com exceção de 42° S, com máxima diferença de -9% em intervalo total. Enquanto há convecção na região do Niño 1+2, nas regiões do Niño 3.4 e Niño 4 há supressão de convecção (**Figura 3.9d**), condizente com as anomalias de TSM (**Figura 3.8k inferior**). Por outro lado, nas latitudes em torno de 60° S há anomalias negativas de ROLE, o que indica aumento da nebulosidade, associado à uma menor frequência de eventos de bloqueio. As anomalias de altura em 500 são negativas (positivas) em 66° S (48° S) latitudes (**Figura 3.9e**). Desta forma, há um fortalecimento do jato polar em torno de 60° S em todo o Oceano Austral (**Figura 3.9f**). O padrão atmosférico anômalo durante a fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2 e La Niña no Niño 3.4 e Niño 4 é muito semelhante à fase positiva da AAO combinada com evento de La Niña (FOGT et al., 2010; OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRIZZI, 2013).

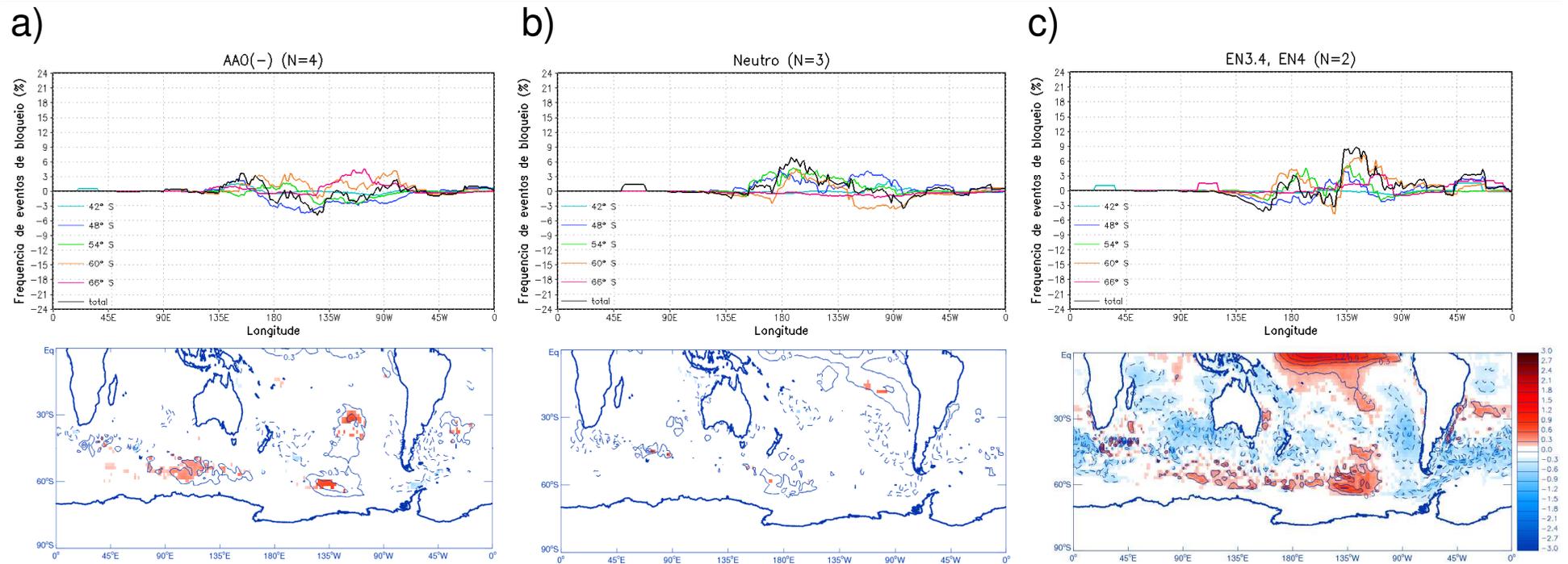


Figura 3.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) (figuras superiores) e composições de anomalias interanuais de temperatura da superfície do mar (figuras inferiores) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross durante (a) fase negativa da AAO, (b) neutralidade, (c) El Niño no Niño 3.4 e Niño 4, (d) La Niña no Niño 1+2, (e) fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2, (f) fase negativa da AAO combinada com El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 (g) fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2. N é o número de eventos independentes.

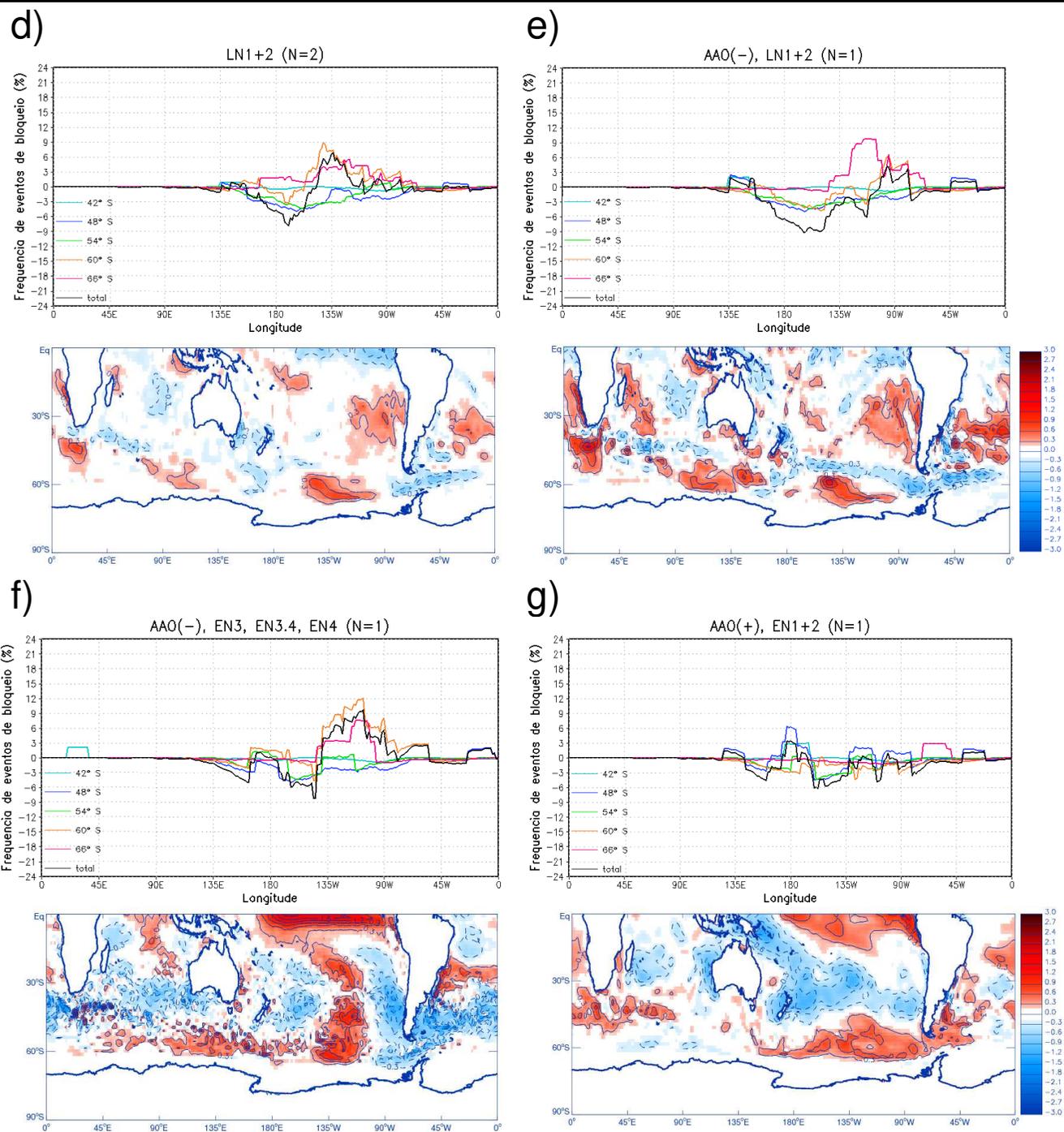
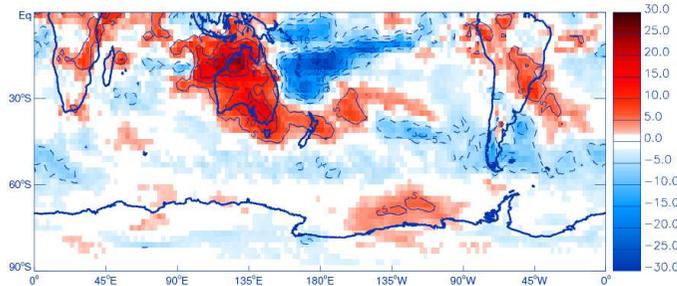
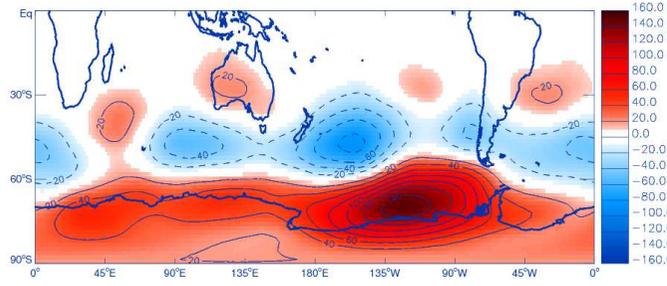
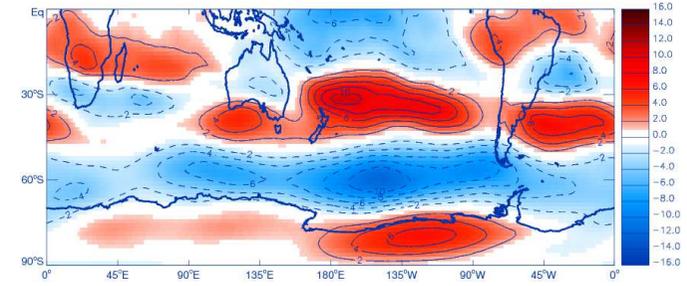
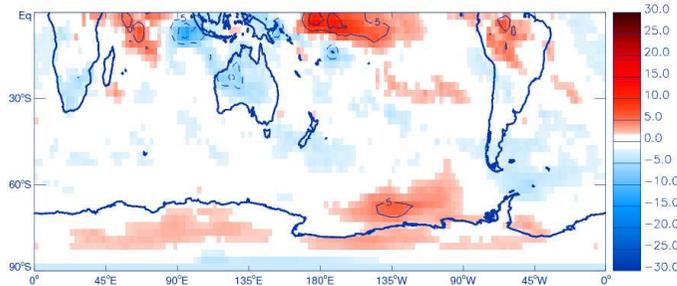


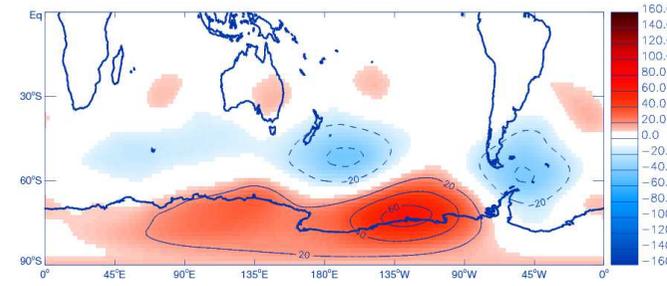
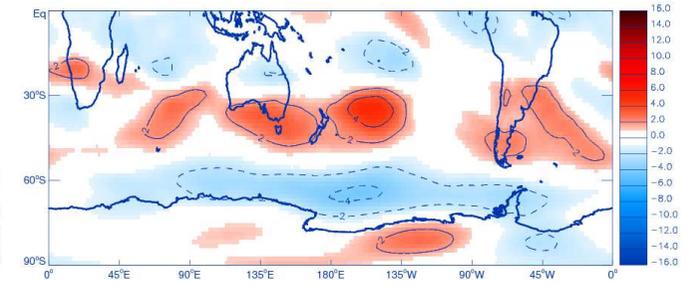
Figura 3.6. Continuação.

AAO(-), EN3, EN3.4, EN4
(N=1)a) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)

b) Altura geopotencial em 500 hPa (m)

c) Vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$)d) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)

e) Altura geopotencial em 500 hPa (m)

f) Vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$)

LN1+2 (N=2)

Figura 3.7. Composições de anomalias interanuais de (a, d) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (b, e) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (c, f) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross na fase negativa da AAO combinada com El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 (linha superior) e em La Niña no Niño 1+2 (linha inferior). Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). N é o número de eventos independentes.

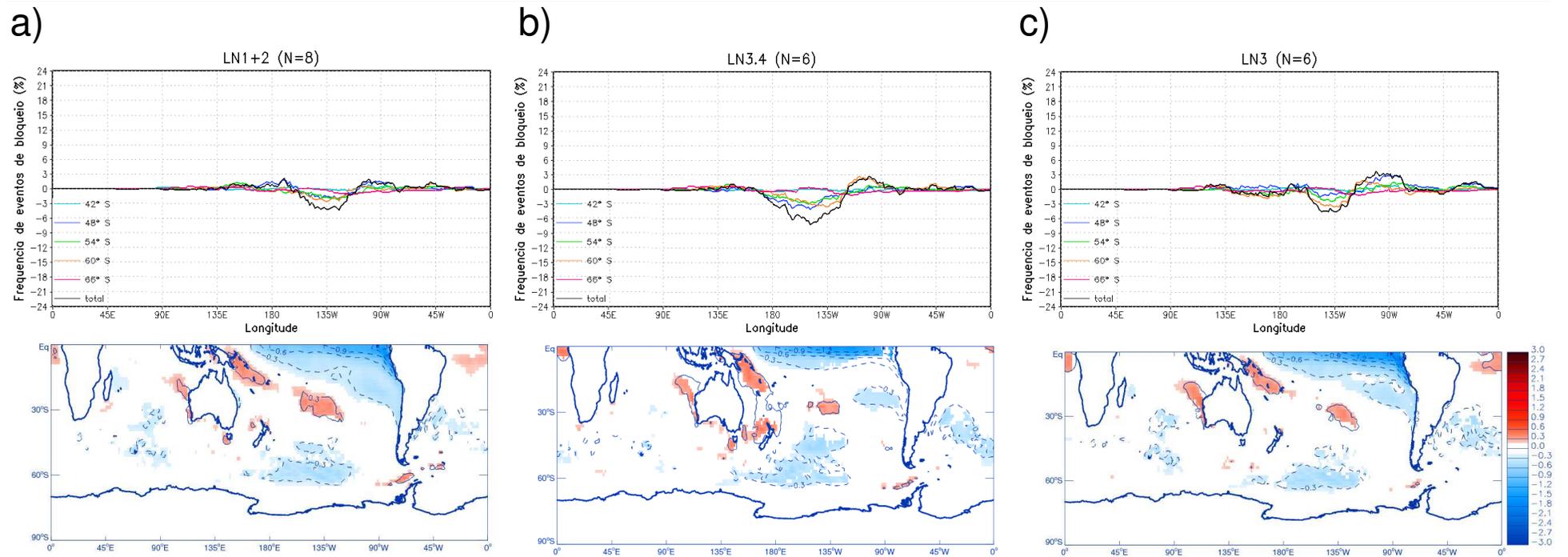


Figura 3.8. Similar à Figura 3.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross durante (a) La Niña no Niño 1+2, (b) La Niña no Niño 3.4, (c) La Niña no Niño 3, (d) La Niña combinada no Niño 1+2 e Niño 3, (e) La Niña no Niño 4, (f) La Niña combinada no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4, (g) fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2 e Niño 3, (h) fase positiva da AAO, (i) fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4, (j) fase positiva da AAO combinada com La Niña no Niño 4 e (k) fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2, La Niña no Niño 3.4 e Niño 4.

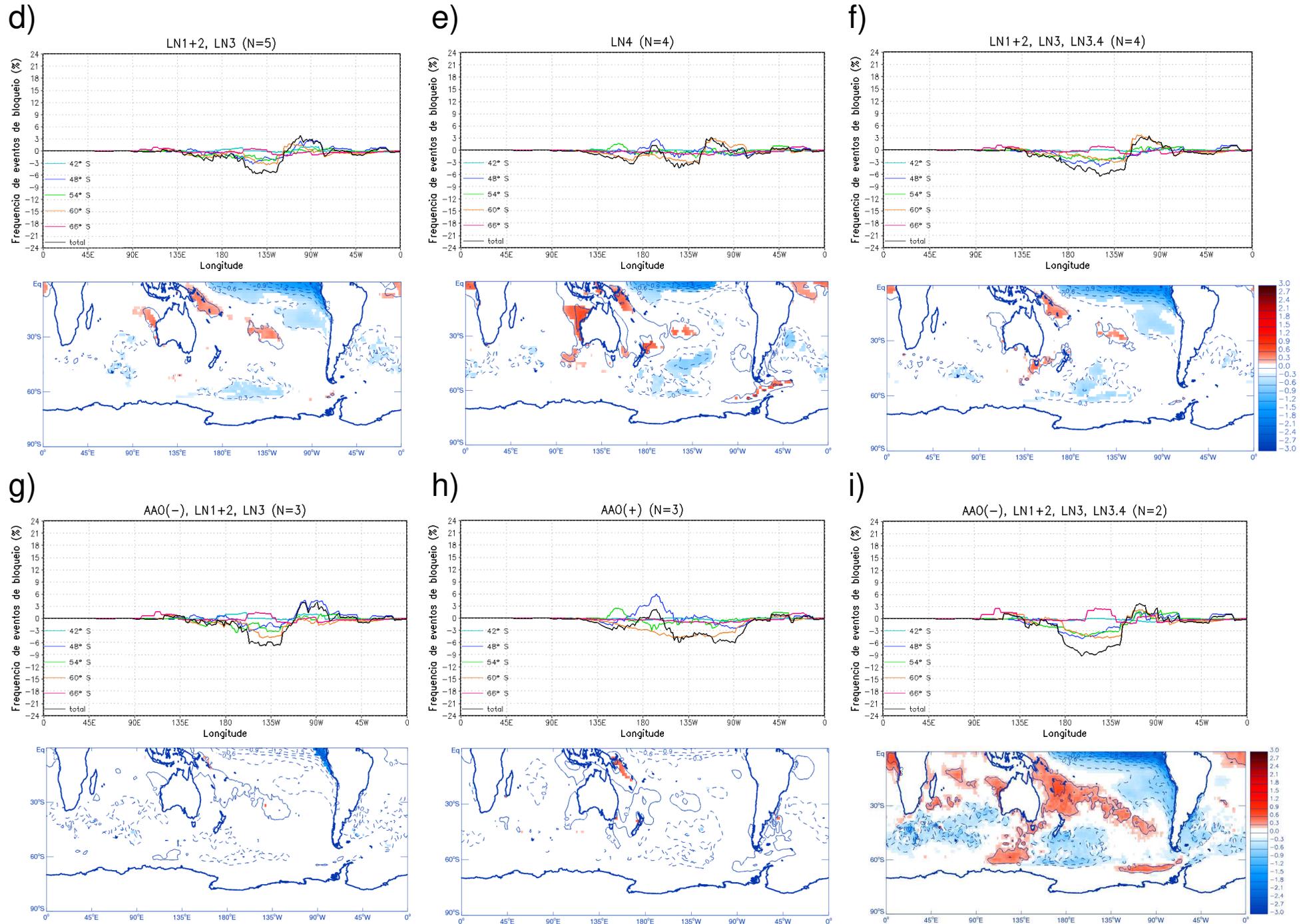


Figura 3.8. Continuação.

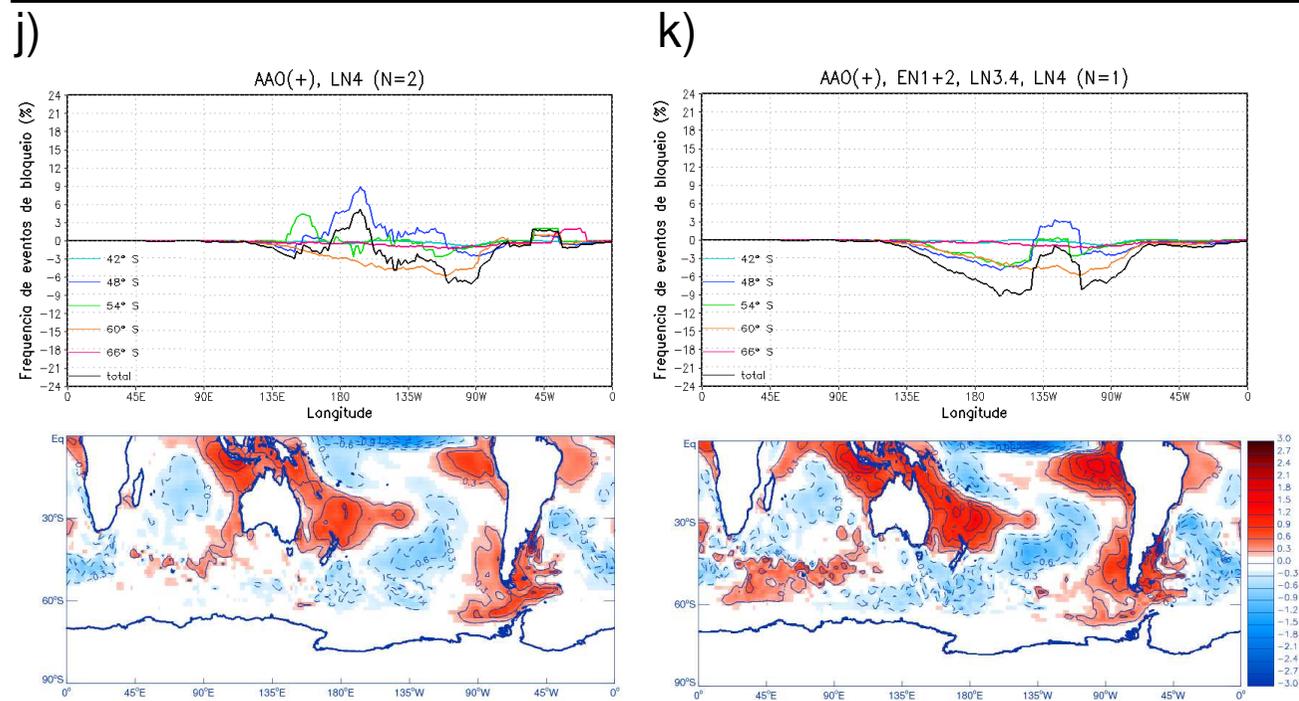
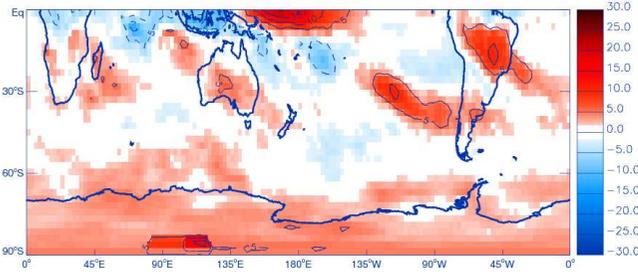
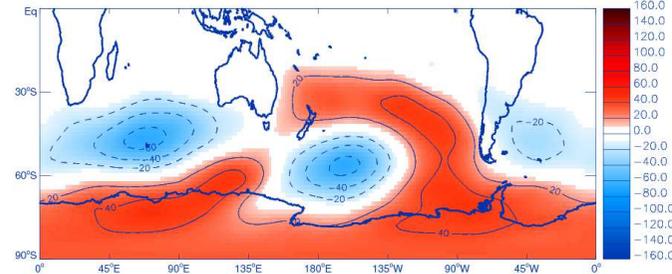
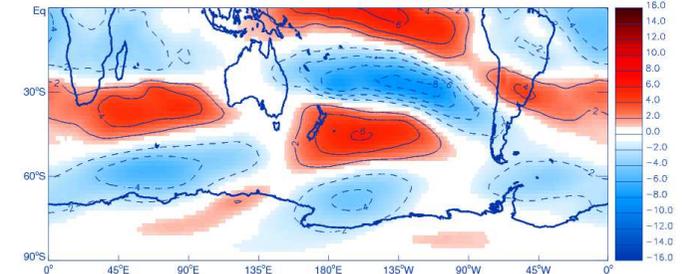
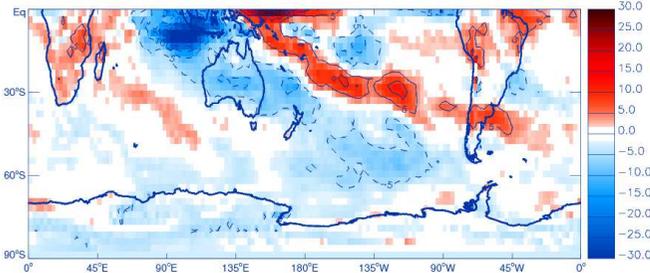


Figura 3.8. Continuação.

AAO(-), LN1+2, LN3,
EN3.4 (N=2)a) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)

b) Altura geopotencial em 500 hPa (m)

c) Vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$)AAO(+), EN1+2, LN3.4,
LN4 (N=1)d) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)

e) Altura geopotencial em 500 hPa (m)

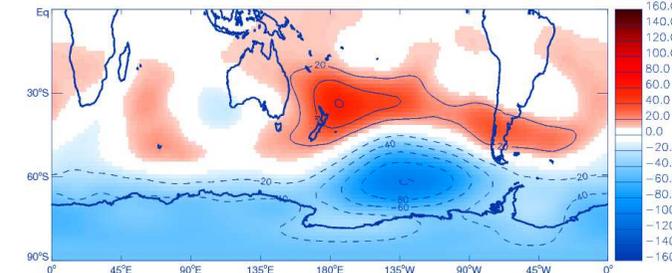
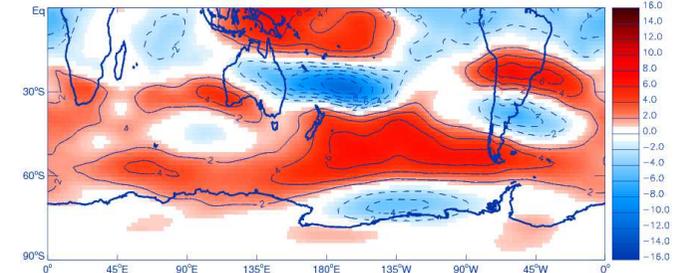
f) Vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$)

Figura 3.9. Similar à Figura 3.7, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross na fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4 (linha superior) e na fase positiva da AAO combinada com El Niño no Niño 1+2 e La Niña no Niño 3.4 e Niño 4 (linha inferior).

CAPÍTULO 4

Setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen

4.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho

4.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical

Nos eventos extremos de retração de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen (**Figura 4.1 - coluna da esquerda**) há anomalias interanuais positivas de TSM sobre este setor (**Figura 4.1a**), associadas às anomalias positivas de fluxo de calor latente (**Figura 4.1c**) e sensível (**Figura 4.1e**) em superfície. Cunningham e Bonatti (2009) fizeram experimentos com o MCGA do CPTEC/INPE para entender o papel do gelo marinho como forçante da circulação atmosférica na primavera austral. Os autores mostraram que onde há excesso (déficit) de cobertura do gelo marinho nos mares de Ross e Amundsen, os fluxos de calor latente e sensível do oceano foram atenuados (acentuados), levando a fortes anomalias negativas (positivas) de fluxos de superfície ascendentes. As anomalias de TSM nas regiões do Niño 3, Niño3.4 e Niño 4 são negativas e estão associadas às anomalias negativas de fluxos de calor em superfície, o que resultam em resfriamento da atmosfera adjacente (**Figura 4.1g**). Como consequência, há supressão de convecção no Pacífico Equatorial centro-oeste (**Figura 4.1s**). Não existe anomalias de altura em 200 hPa com significância estatística (**Figura 4.1y**). Sobre a região Nordeste do Brasil há anomalias positivas de precipitação, bem como na costa leste da região Sudeste e na costa oeste do norte da América do Sul (**Figura 4.1u**). No Pacífico Sudoeste é observado o mesmo padrão de anomalias negativas de TSM e fluxos de calor em superfície. Assim, o escoamento zonal é enfraquecido no Pacífico Sul, em cerca de 75° S, enquanto é fortalecido ao norte, centrado em torno de 45° S (**Figura 4.1k**). Nesta região o jato polar é fortalecido, enquanto o jato subtropical é atenuado (**Figura 4.1q**). Deste modo, a pressão ao nível médio do mar é reduzida nas latitudes médias e altas do Pacífico Sul (**Figura 4.1m**), com um cavado anômalo em níveis médios (**Figura 4.1o**), centrado em torno de 60° S/148° W. Ao norte, entre 20° S e 45° S, há uma alta pressão anômala com estrutura barotrópica equivalente, o que poderia ser um indicativo de fortalecimento da Alta Subtropical do Pacífico Sul. Esse padrão de circulação anômalo é semelhante ao segundo modo do PSA (MO; PAEGLE, 2001). Associado à anomalia ciclônica no Pacífico Sul, há anômalos ventos de norte no Pacífico Sudeste (**Figura 4.1i**), os quais advectam ar relativamente aquecido das latitudes médias em direção ao setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen e à Península Antártica (**Figura 4.1g**), enquanto os anômalos ventos de sul no Pacífico

Sudoeste advectam ar frio das latitudes polares em direção ao mar de Ross. Sobre a região central da América do Sul há uma anomalia anticiclônica em baixos níveis (**Figura 4.1m**) e uma ciclônica em 200 hPa (**Figura 4.1y**), com perfil de estrutura vertical baroclínica. Sob esta região, abrangendo as latitudes entre 15° S e 40° S, as anomalias de temperatura do ar próximo à superfície são frias (**Figura 4.1g**). Da mesma forma há resfriamento em grande parte da Austrália e sudeste da África, ao sul de cerca de 14° S.

Por outro lado, as anomalias interanuais dos campos atmosféricos e de superfície nos eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen (**Figura 4.1 - coluna da direita**) não são claramente opostas às anomalias em eventos extremos de retração. Há anomalias frias de TSM sobre este setor, na costa sudeste e oeste da América do Sul, enquanto no Atlântico Sul equatorial e extratropical há anomalias quentes (**Figura 4.1b**). No Pacífico Sudoeste há um centro anômalo de alta pressão localizado em torno de 55° S/155° W, com perfil de estrutura vertical barotrópica equivalente (**Figuras 4.1n, 4.1p, 4.1z**). Assim, há anômalos ventos de sul (**Figura 4.1j**), os quais advectam ar frio das latitudes polares em direção aos mares de Bellingshausen-Amundsen (**Figura 4.1h**). No Atlântico Sul uma alta pressão anômala advecta ar quente das latitudes extratropicais em direção ao mar de Weddell, contribuindo para aquecimento. Da mesma forma há anomalias frias de temperatura do ar na América do Sul, atingindo o nordeste do Brasil e praticamente toda a região andina, associadas à advecção anômala de sul oriunda do Atlântico Sul. No centro-oeste da Austrália e sudeste da África, ao sul de 5° S, há resfriamento associado à advecção fria oriunda do setor do Oceano Pacífico Oeste e Oceano Índico, respectivamente. As anomalias de temperatura do ar próximo à superfície estão deslocadas para norte na América do Sul e no sudeste da África durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen (**Figura 4.1h**) em relação às anomalias em eventos extremos de retração (**Figura 4.1g**). Há supressão de convecção anômala na região do Niño 1+2 (**Figura 4.1t**), bem como divergência anômala em altos níveis (**Figura 4.1x**). Contudo, não há anomalias de TSM com significância estatística nessa região (**Figura 4.1b**). Sobre o leste da região Nordeste do Brasil há um núcleo de anomalias positivas de precipitação, com anomalias negativas a oeste (**Figura 4.1v**).

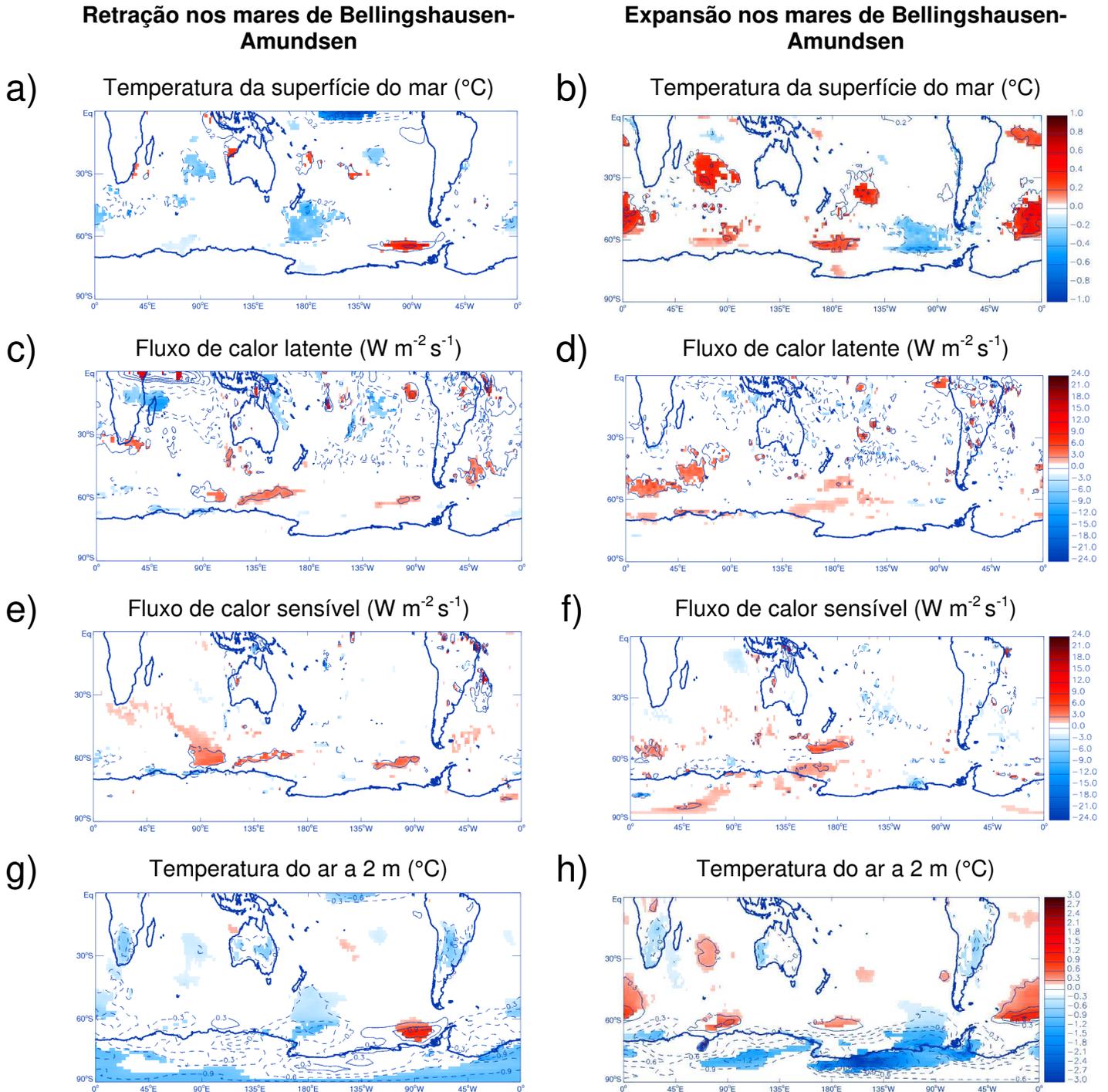


Figura 4.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar (°C), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m (°C), (i, j) vento meridional a 10 m ($m s^{-1}$), (k, l) vento zonal a 10 m ($m s^{-1}$), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$), (s, t) radiação de onda longa emergente ($W m^2$), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos.

Retração nos mares de Bellingshausen-Amundsen

Expansão nos mares de Bellingshausen-Amundsen

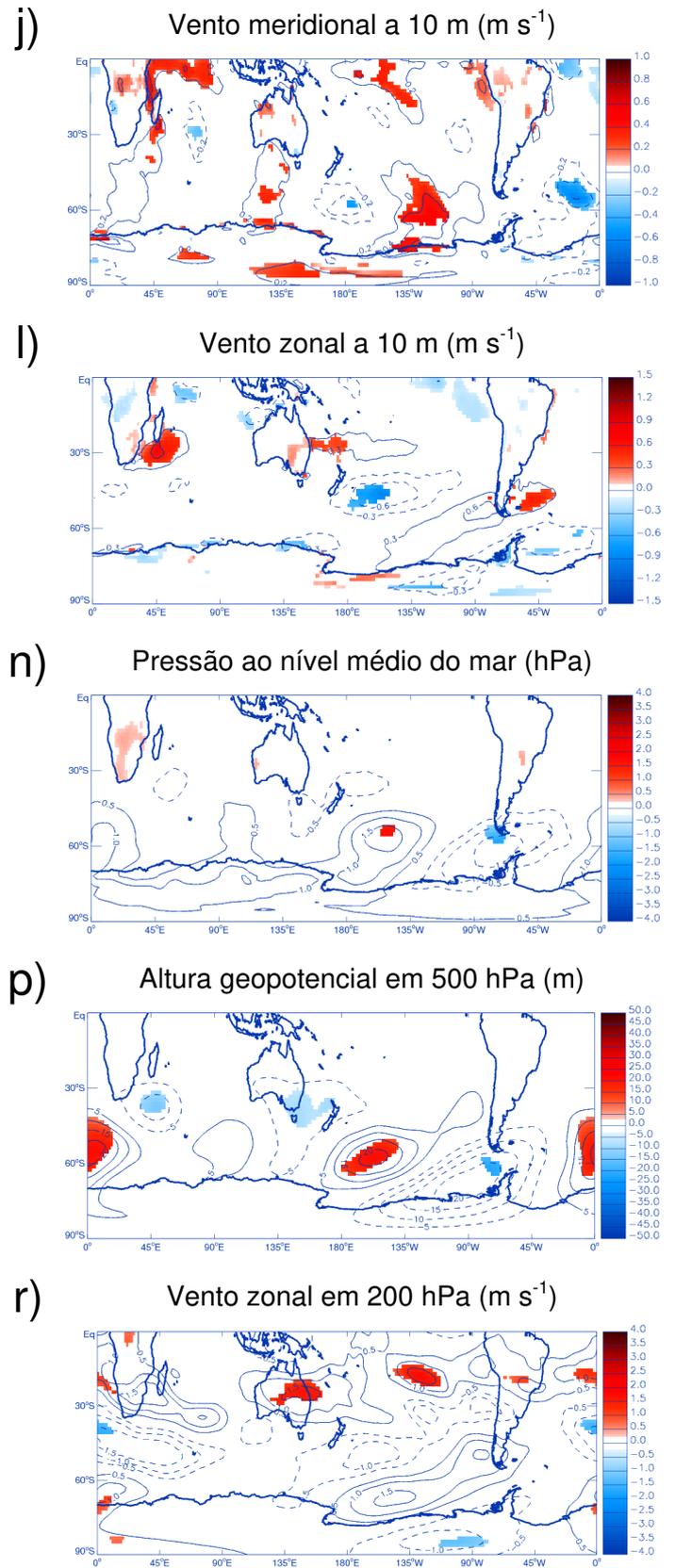
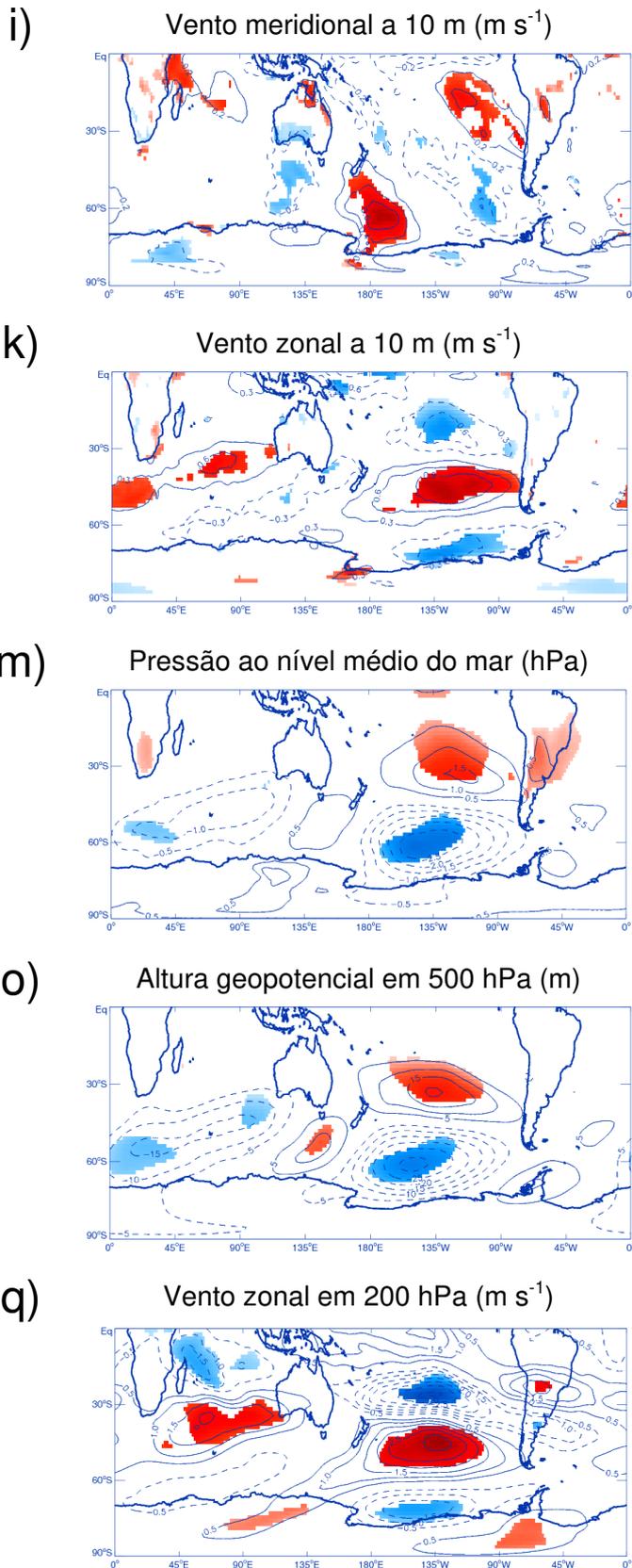
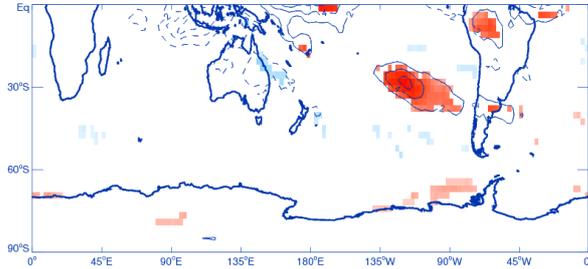


Figura 4.1. Continuação.

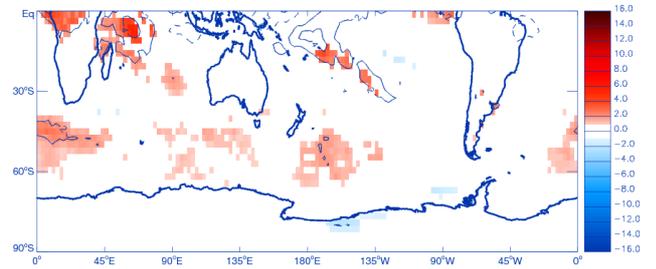
Retração nos mares de Bellingshausen-Amundsen

Expansão nos mares de Bellingshausen-Amundsen

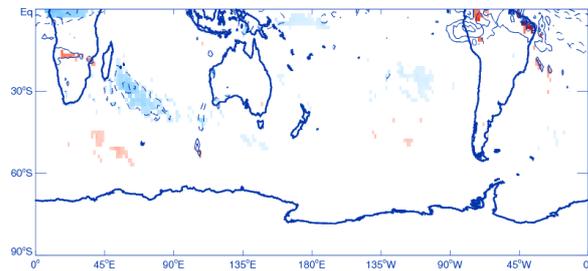
s) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)



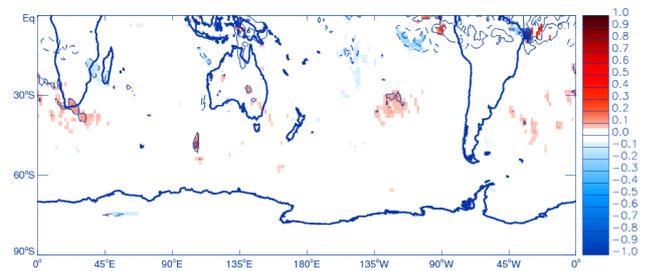
t) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)



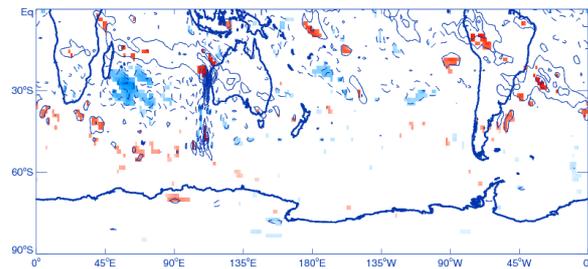
u) Precipitação total (mm/dia)



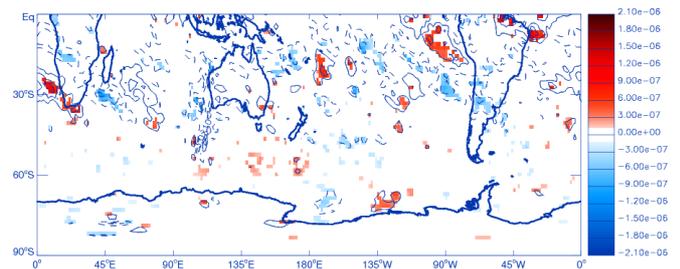
v) Precipitação total (mm/dia)



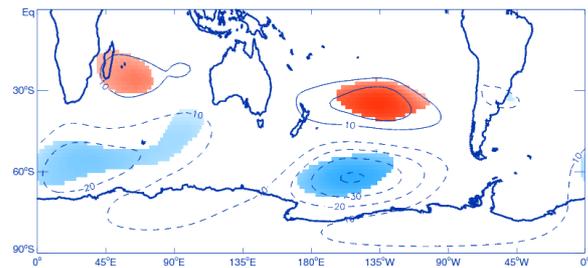
w) Divergência em 200 hPa (s^{-1})



x) Divergência em 200 hPa (s^{-1})



y) Altura geopotencial em 200 hPa (m)



z) Altura geopotencial em 200 hPa (m)

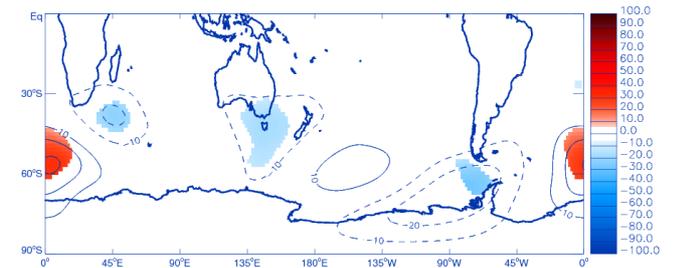


Figura 4.1. Continuação.

4.1.2 Células de circulação meridional

Na **Figura 4.2** são apresentadas as seções verticais das anomalias de velocidade vertical média nos setores do Pacífico Sudeste e do Atlântico Sul nos eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen.

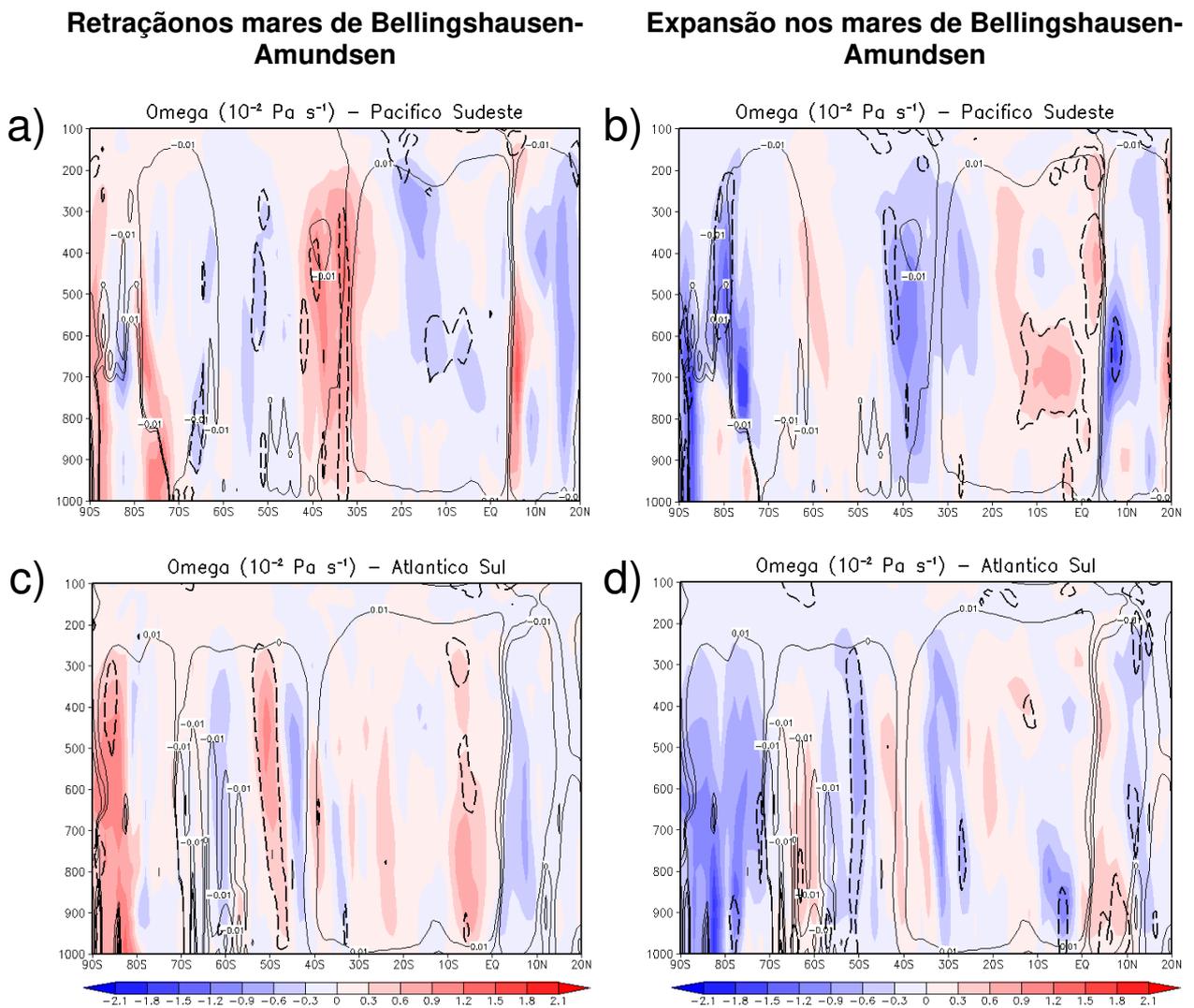


Figura 4.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (ω , $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ} \text{ W} - 80^{\circ} \text{ W}$) e (c, d) do Atlântico Sul (80° W a 10° E) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen. As anomalias negativas (azul) e positivas (vermelho) são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos.

Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho há um fortalecimento do ramo descendente da Célula de Hadley regional em toda a troposfera em torno de 35° S no setor do Pacífico Sudeste (**Figura 4.2a**), o que pode indicar um fortalecimento da Alta Subtropical do Pacífico Sul. Nesta região há uma anomalia anticiclônica com estrutura barotrópica equivalente (**Figuras 4.1m, 4.1o, 4.1y**). O ramo ascendente da Célula de Ferrel regional enfraquece em torno de 40° S, o que possivelmente indica um deslocamento para sul desta Célula e da Alta Subtropical do Pacífico Sul. Em cerca de 50° S há um leve fortalecimento do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional em níveis médios. Já no setor do Atlântico Sul há um enfraquecimento do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional em torno de 50° S (**Figura 4.2c**).

Por outro lado, durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho há um fortalecimento do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional em toda a troposfera em cerca de 45° S no setor do Pacífico Sudeste (**Figura 4.2b**). Nessa região há anomalias frias de TSM (**Figura 4.1b**) e de temperatura do ar próximo à superfície (**Figura 4.1g**), o que reforça os gradientes meridionais de temperatura e pressão, possivelmente favorecendo uma maior atividade ciclônica na região (YUAN, 2004; SONG et al., 2011). O ramo descendente da Célula Polar regional enfraquece no setor do Pacífico Sudeste. Na região equatorial há um fortalecimento do ramo ascendente da Célula de Hadley regional entre 5° N e 10° N nos baixos e médios níveis, bem como do ramo descendente entre 15° S e o Equador. Da mesma forma, no setor do Atlântico Sul há um fortalecimento do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional em aproximadamente 50° S (**Figura 4.2d**).

4.1.3 Bloqueios atmosféricos

A frequência sazonal de eventos de bloqueio e as anomalias interanuais de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen apresentam correlações com significância estatística em 60° S no setor do Pacífico Sudoeste ($r = +0,326$ e $\alpha < 10\%$) e em 42° S no setor do Pacífico Sudeste ($r = +0,366$ e $\alpha < 5\%$) (**Apêndice A.4**). Portanto, quanto maior a extensão de gelo marinho, maior será a frequência de eventos de bloqueio nos setores do Pacífico Sudoeste e Pacífico Sudeste. Não há correlação com significância estatística entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio e os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen (**Apêndice A.5, A.6**).

Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho, associados às anomalias de TSM quente centradas em torno de 65° S neste setor (**Figura 4.1a**), há uma maior frequência de eventos de bloqueio em 66° S (**Figura 4.3a**). No Pacífico Sudoeste há anomalias frias de TSM e consequente diminuição na frequência em todas as bandas de latitudes. Ao contrário, nos eventos extremos de expansão de gelo marinho, as anomalias frias de TSM no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen (**Figura 4.1b**) são mais abrangentes latitudinalmente do que as anomalias quentes durante os eventos extremos de retração (**Figura 4.1a**). Desta forma, há anomalias frias entre 46° e 69° S e consequente redução na frequência de eventos de bloqueio principalmente nas bandas de latitudes maiores (60° S e 66° S), além de intervalo total (**Figura 4.3b**). No Atlântico Sul, entre 42° e 60° S, há anomalias quentes de TSM, favorecendo um predomínio de aumento na frequência em todas as bandas de latitudes, com exceção de 54° S.

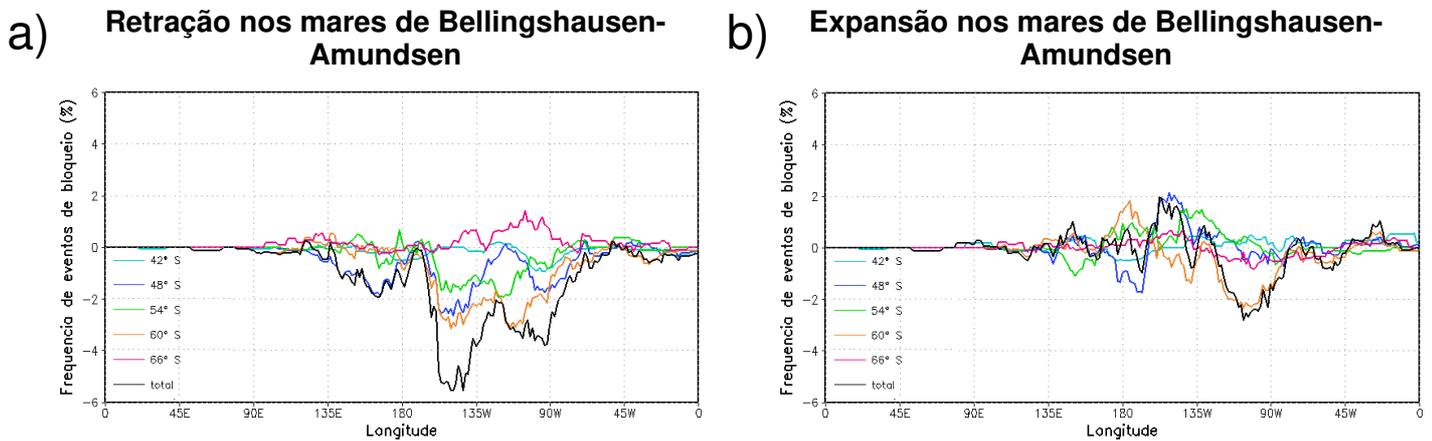


Figura 4.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013). O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos.

4.1.4 Densidade de trajetória de ciclones

Em eventos extremos de retração de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen há uma redução na densidade de trajetória de ciclones junto ao continente antártico em praticamente todo o Oceano Austral (**Figura 4.4a**), associado à maior frequência de eventos de bloqueio em 66° S (**Figura 4.3a**) e ao enfraquecimento do jato polar (**Figura 4.1q**). Ao norte há aumento na densidade de trajetória centrada em torno

de 50° S e 60° S, região de diminuição na frequência de eventos de bloqueio em 42° S a 60° S, além de intervalo total. Nesta região também há anomalias interanuais ciclônicas em toda a troposfera (**Figuras 4.1m, 4.1o, 4.1y**). Há anomalias negativas de densidade de trajetória no Pacífico Sul, entre 30° S e 50° S, bem como no sul da América do Sul. Essa região apresenta anomalias anticiclônicas em superfície (**Figura 4.1m**). A diminuição de densidade de trajetória em altas latitudes e aumento em médias é um reflexo do reajuste de massa, quando as células de subsidência norte-sul são latitudinalmente deslocadas. Quando a atividade de ciclones é reduzida (*i.e.*, as pressões aumentam) em altas latitudes, por conservação de massa os movimentos ascendentes são maiores em 48° S (*i.e.*, as pressões diminuem) (PEZZA et al., 2008).

Por outro lado, durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho há diminuição na densidade de trajetória de ciclones em torno de 60° S nos setores do Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste, além do mar de Amundsen (**Figura 4.4b**). Esta é uma região de anomalia anticiclônica em superfície na escala interanual (**Figura 4.1n**). Além disso, há aumento na densidade de trajetória na Passagem de Drake.

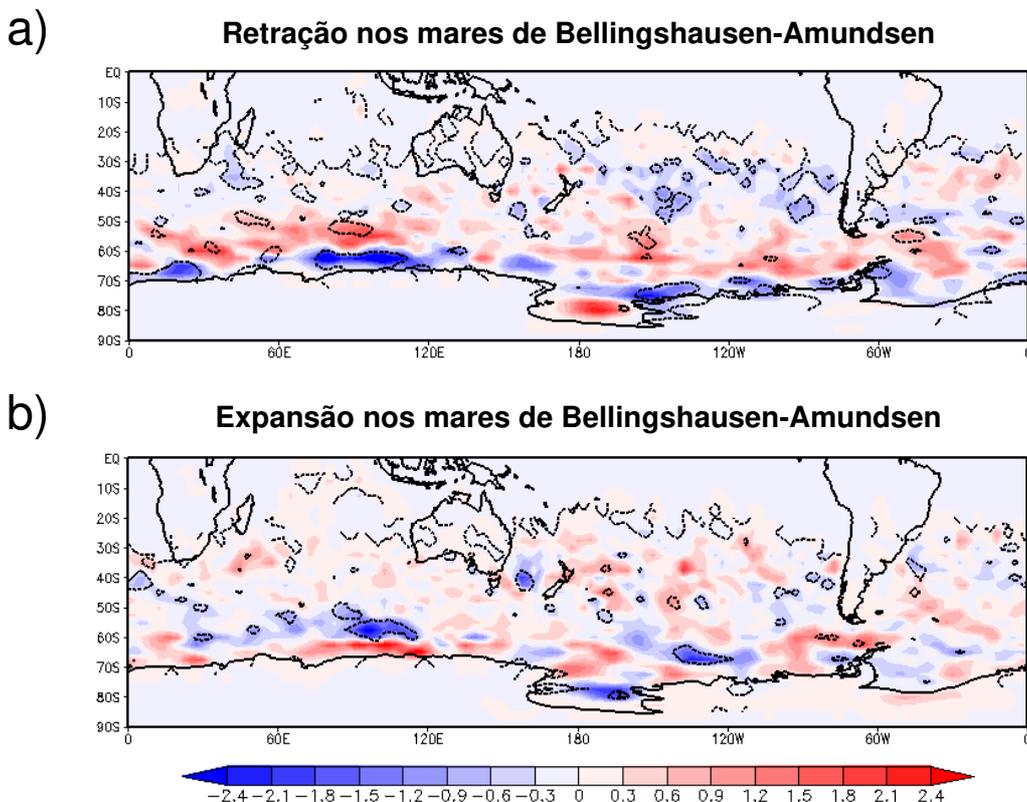


Figura 4.4. Anomalia de densidade de trajetória de ciclones durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2014. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos.

4.1.5 ENSO e AAO

Não há correlação com significância estatística entre os eventos extremos de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen e as anomalias de TSM nas regiões do Niño, bem como com o índice AAO interanual (**Apêndice B.2**). Em relação aos eventos extremos de retração de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen, do total de 9 eventos, 5 ocorrem durante La Niña na região do Niño 1+2 e 5 durante a fase negativa da AAO, sendo que 4 destes eventos ocorrem combinados com anos de La Niña no Niño 1+2 (**Tabela 4.1**). Eventos de La Niña no Niño 3, Niño3.4 e Niño 4 ocorrem consecutivamente em 2 eventos de La Niña no Niño 1+2 e/ou de fase negativa da AAO. Extremos de retração de gelo marinho também ocorrem durante El Niño em todas as regiões do Niño e na fase positiva da AAO. Dominou eventos de La Niña de intensidade moderada, enquanto os eventos de El Niño foram predominantemente fortes (**Figura 4.5a**). Todos os 2 eventos de El Niño no Pacífico Equatorial centro-leste são classificados como El Niño-Pacífico Leste (*cf.* **Tabela 2.2**).

Já dos 9 eventos extremos de expansão de gelo marinho, 3 ocorrem durante La Niña no Niño 1+2. Consecutivamente em 1 evento ocorre La Niña no Niño 3, Niño3.4 e Niño 4. Eventos extremos de expansão também ocorrem durante El Niño em todas as regiões do Niño, na fase positiva e negativa da AAO e em anos Neutros. Dominou eventos de El Niño de intensidade moderada e eventos de La Niña de forte intensidade (**Figura 4.5**). Todos os eventos de El Niño são classificados como El Niño-Pacífico Central (**Tabela 2.2**).

Tabela 4.1 – Anos com eventos extremos de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 9 em ambos os eventos extremos.

	Retração	Expansão
NIÑO 1+2	1980, 1981, 1983, 1988, 1989, 1998, 2006, 2007	1990, 2009, 2010, 2013
NIÑO 3	1983, 1988, 2006, 2007	2009, 2010
NIÑO 3.4	1988, 1998, 2007	2004, 2009, 2010
NIÑO 4	1988, 1989, 1998, 2006	2004, 2009, 2010
AAO	1980, 1981, 1988, 1989, 1992, 1998, 2007	1979, 2009, 2010, 2011
Neutro		1986, 2012

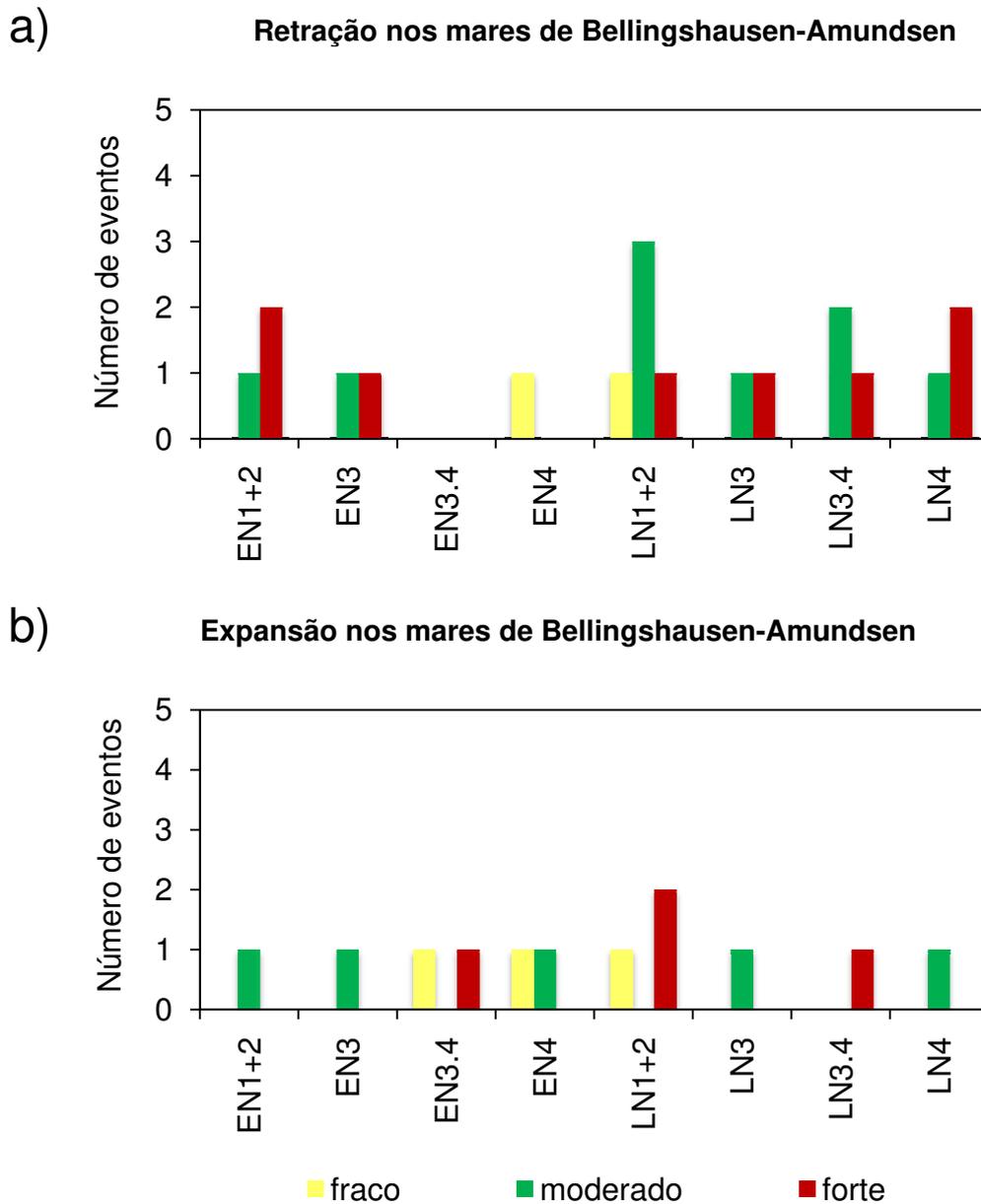


Figura 4.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade fraca (barra amarela), moderada (barra verde) e forte (barra vermelha) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen.

O padrão de anomalias de TSM durante os eventos extremos de retração de gelo marinho nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade é de aquecimento no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen, onde existe uma distribuição espacial zonal das anomalias, e resfriamento no Pacífico Sul centro-oeste (**Figura 4.6 inferior**). A exceção são os eventos extremos em El Niño no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 4 combinados, pois no Pacífico Sul centro-oeste há anomalias quentes de TSM (**Figura 4.6k inferior**).

Dentre os eventos extremos de retração com o padrão espacial de anomalias de TSM dominante supracitado, os maiores aumentos na frequência de eventos de bloqueio em 66° S no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen/Pacífico Sudeste são durante a fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2 (**Figura 4.6c**). A frequência foi de até +3,4% acima da climatologia. Há supressão de convecção no Pacífico Equatorial, principalmente nas regiões do Niño 3.4 e Niño 4 (**Figura 4.7a**). Da mesma forma, nas latitudes ao sul de 60° S no Oceano Austral há anomalias positivas de ROLE, associadas a uma maior frequência de eventos de bloqueios. Há anomalias positivas de altura em 500 hPa no Pacífico Sul, as quais se estendem em direção ao Pacífico Sudeste e às altas latitudes austrais (**Figura 4.7c**). Por outro lado, no Pacífico Sudeste há anomalias negativas de altura. O jato polar está enfraquecido ao sul de 60° S, enquanto ao norte está fortalecido (**Figura 4.7e**). O padrão espacial anômalo durante eventos extremos de retração de gelo marinho na fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2 é semelhante ao observado por Fogt et al. (2010) e Oliveira (2011).

O padrão espacial de anomalias de TSM comum entre os eventos extremos de expansão de gelo marinho nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade é de anomalias frias no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen/Pacífico Sudeste, bem como anomalias quentes no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul (**Figura 4.8 inferior**). As maiores reduções na frequência de eventos de bloqueio no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen/Pacífico Sudeste são durante a fase positiva da AAO combinada com La Niña em todas as regiões do Niño (**Figura 4.8i superior**). Frequência abaixo da climatologia ocorre em todas as bandas de latitudes, com exceção de 42° S, com máxima diferença de -8,6% no intervalo total. No Pacífico Equatorial há supressão de convecção principalmente nas regiões do Niño 3.4 e Niño 4 (**Figura 4.9a**). Por outro lado, no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen/Pacífico Sudeste há anomalias negativas de ROLE, condizente com a redução na frequência de eventos de bloqueio. Há um intenso cavado anômalo nas altas latitudes austrais, enquanto em latitudes médias e no mar de Weddell há uma intensa crista anômala (**Figura 4.9c**). Assim, o jato polar está intensificado em todo o Oceano Austral em torno de 60° S (**Figura 4.9e**). Esse padrão anômalo é semelhante à fase positiva da AAO combinada com eventos de La Niña (FOGT et al.,2010;OLIVEIRA, 2011; OLIVEIRA; AMBRIZZI, 2016).

A segunda maior redução na frequência de eventos de bloqueio em eventos extremos de expansão de gelo marinho ocorre na situação oposta, ou seja, durante a fase negativa da AAO combinada com El Niño em todas as regiões do Niño (**Figura 4.8f superior**), com frequência abaixo da climatologia em todas as bandas de latitudes, de até -7,3% no intervalo total. Há convecção principalmente na região do Niño 4 (**Figura 4.9b**). Nas altas latitudes austrais há anomalias positivas de altura em 500 hPa, bem como anomalias

negativas em 48° S (**Figura 4.9d**). Assim, há um enfraquecimento do jato polar centrado em torno de 60° S (**Figura 4.9f**). O padrão espacial anômalo é semelhante ao observado por Fogt et al. (2010) e Oliveira (2011).

Por outro lado, o maior aumento na frequência no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul ocorre durante El Niño no Niño 3.4 e Niño 4 combinados de até +5,1% em intervalo total (**Figura 4.8d superior**). Da mesma forma, na fase negativa da AAO combinada com El Niño em todas as regiões do Niño há aumento em 60° S e intervalo total, com máxima diferença de +3% em 60° S latitudes. O padrão de anomalias espaciais é muito semelhante nestes dois casos. Há anomalias positivas de altura em 500 hPa nas latitudes ao sul de cerca de 50° S e anomalias negativas ao norte, até cerca de 20 S (**Figuras 4.9e, 4.9h**). Desta forma, há um enfraquecimento do jato polar e fortalecimento do jato subtropical (**Figuras 4.9f, 4.9i**). No Pacífico Equatorial Oeste há convecção anômala, enquanto no leste há supressão de convecção (**Figuras 4.9d, 4.9g**). Na fase negativa da AAO combinada com El Niño em todas as regiões do Niño há convecção anômala no sudeste e nordeste do Brasil, enquanto em El Niño no Niño 3.4 e Niño 4 combinados há supressão de convecção no nordeste e norte da América do Sul.

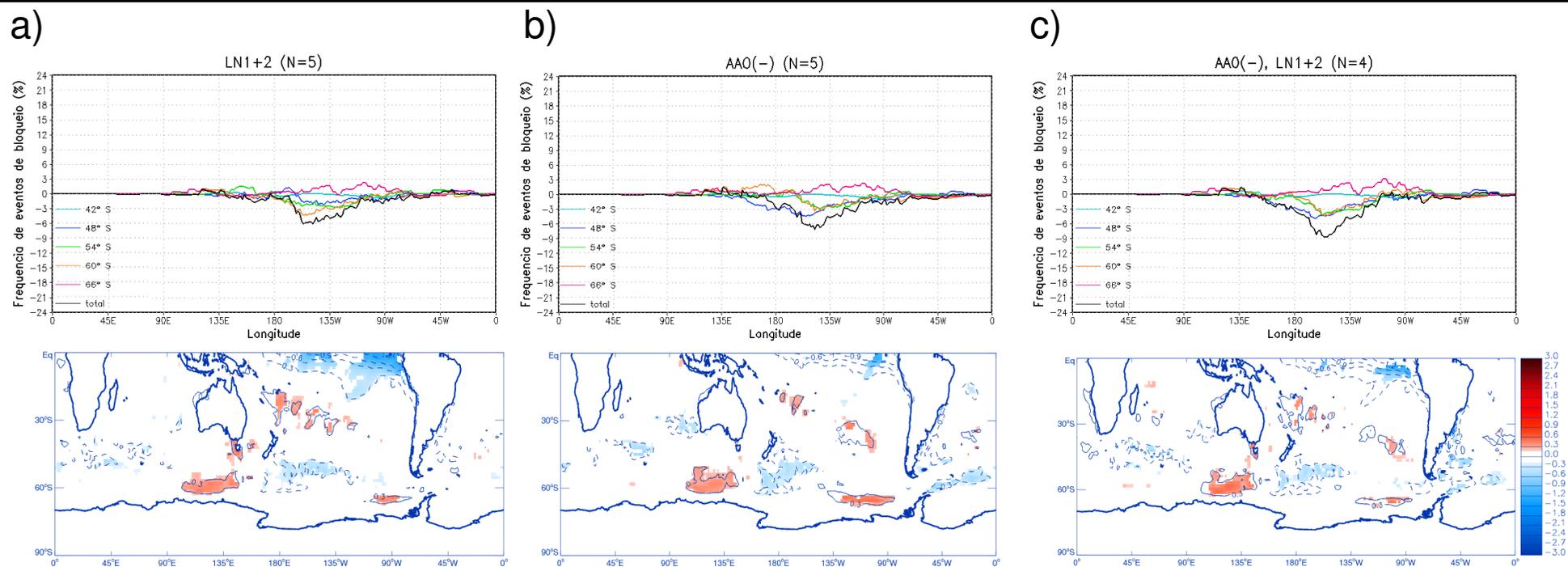


Figura 4.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) (figuras superiores) e composições de anomalias interanuais de temperatura da superfície do mar (figuras inferiores) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen nas diferentes fases do ENSO, AAO e neutralidade. N é o número de eventos independentes.

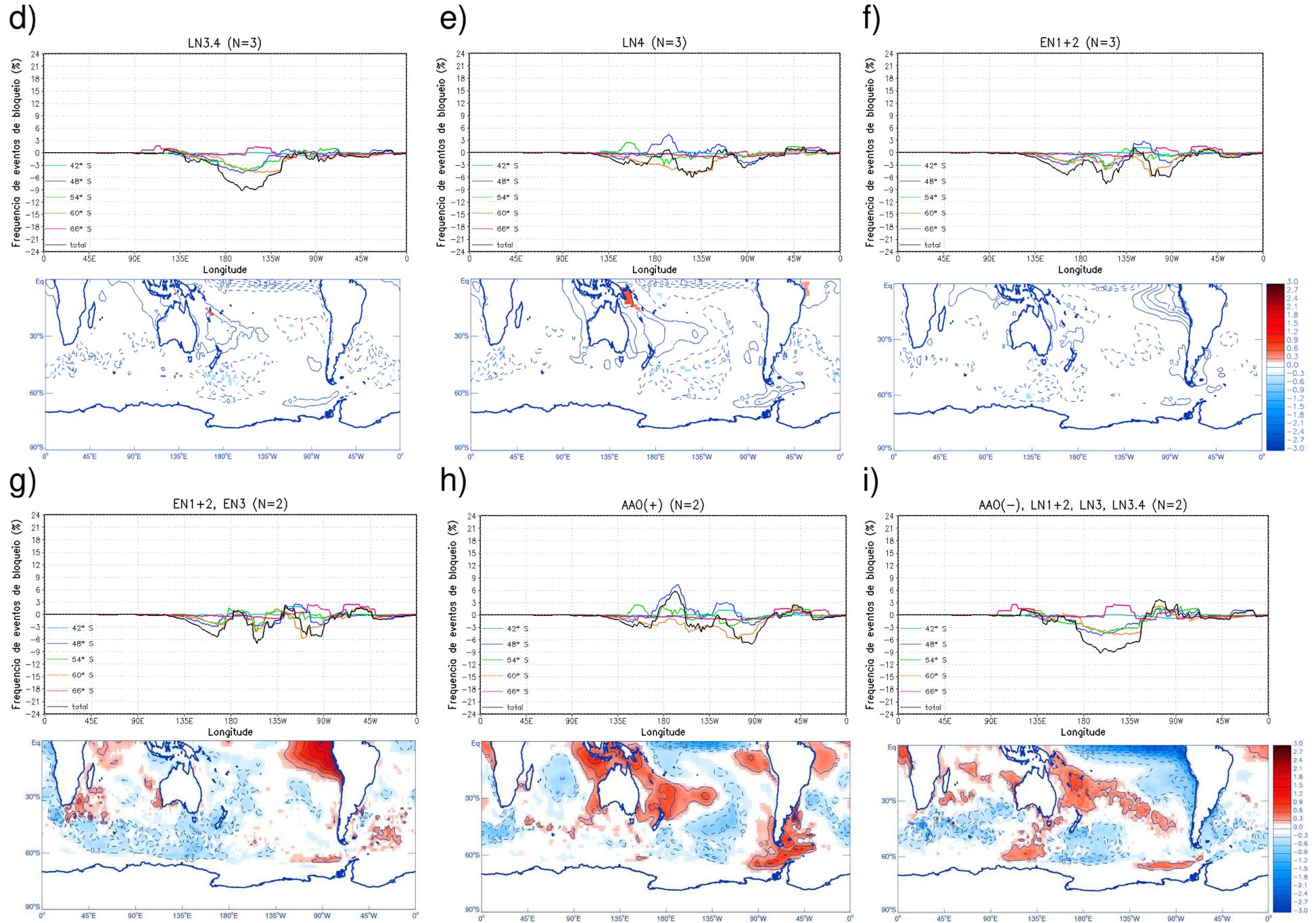


Figura 4.6. Continuação.

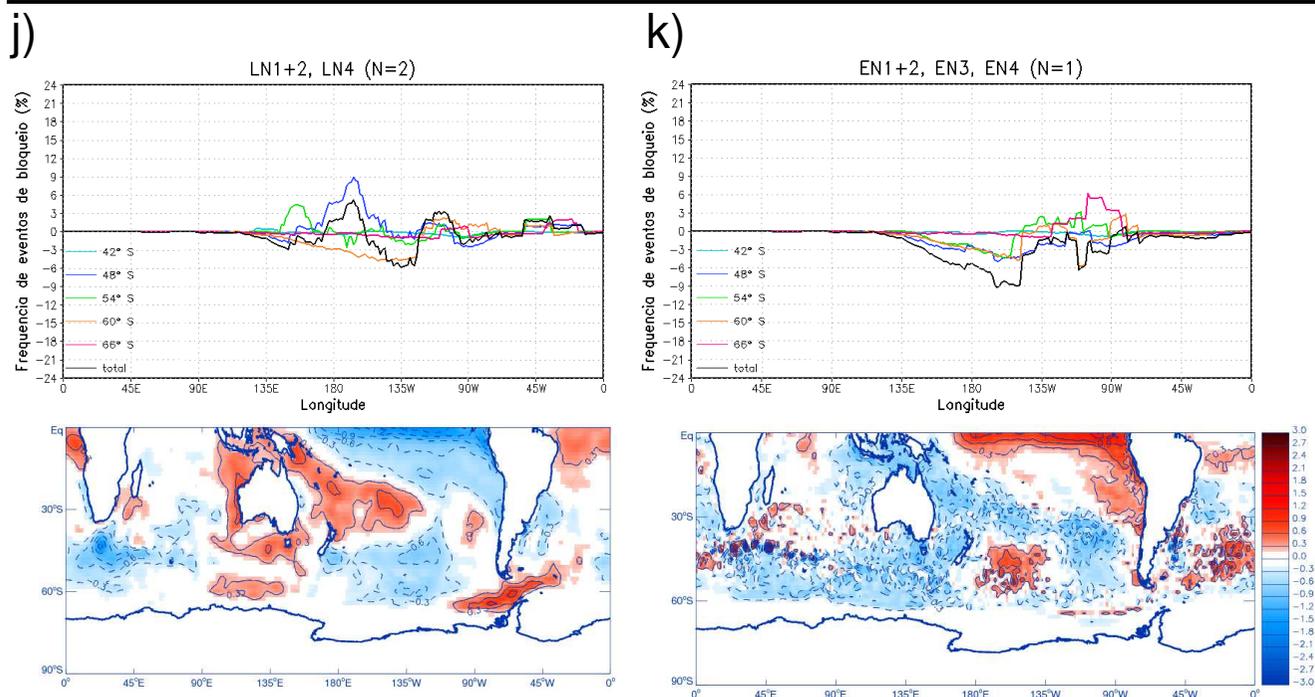


Figura 4.6. Continuação.

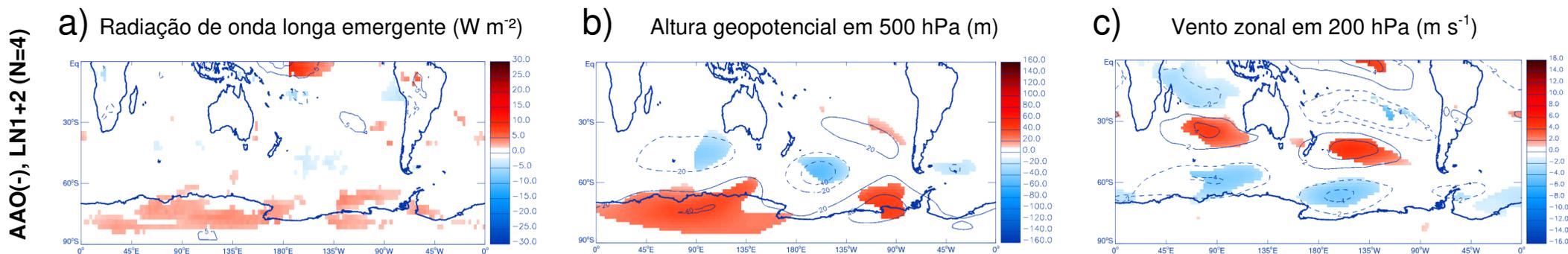


Figura 4.7. Composições de anomalias interanuais de (a) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (c) vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen fase negativa da AAO combinada com La Niña no Niño 1+2. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas são significativas ao nível de 10%. N é o número de eventos independentes.

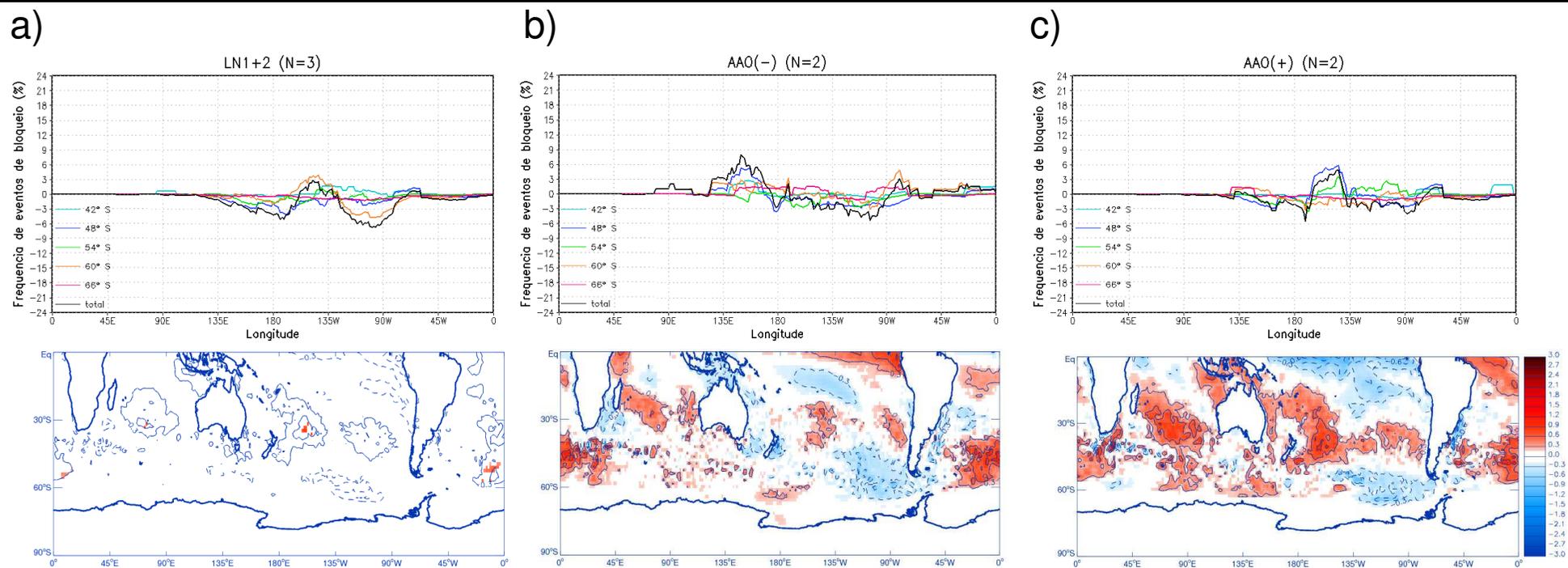


Figura 4.8. Similar à Figura 4.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade.

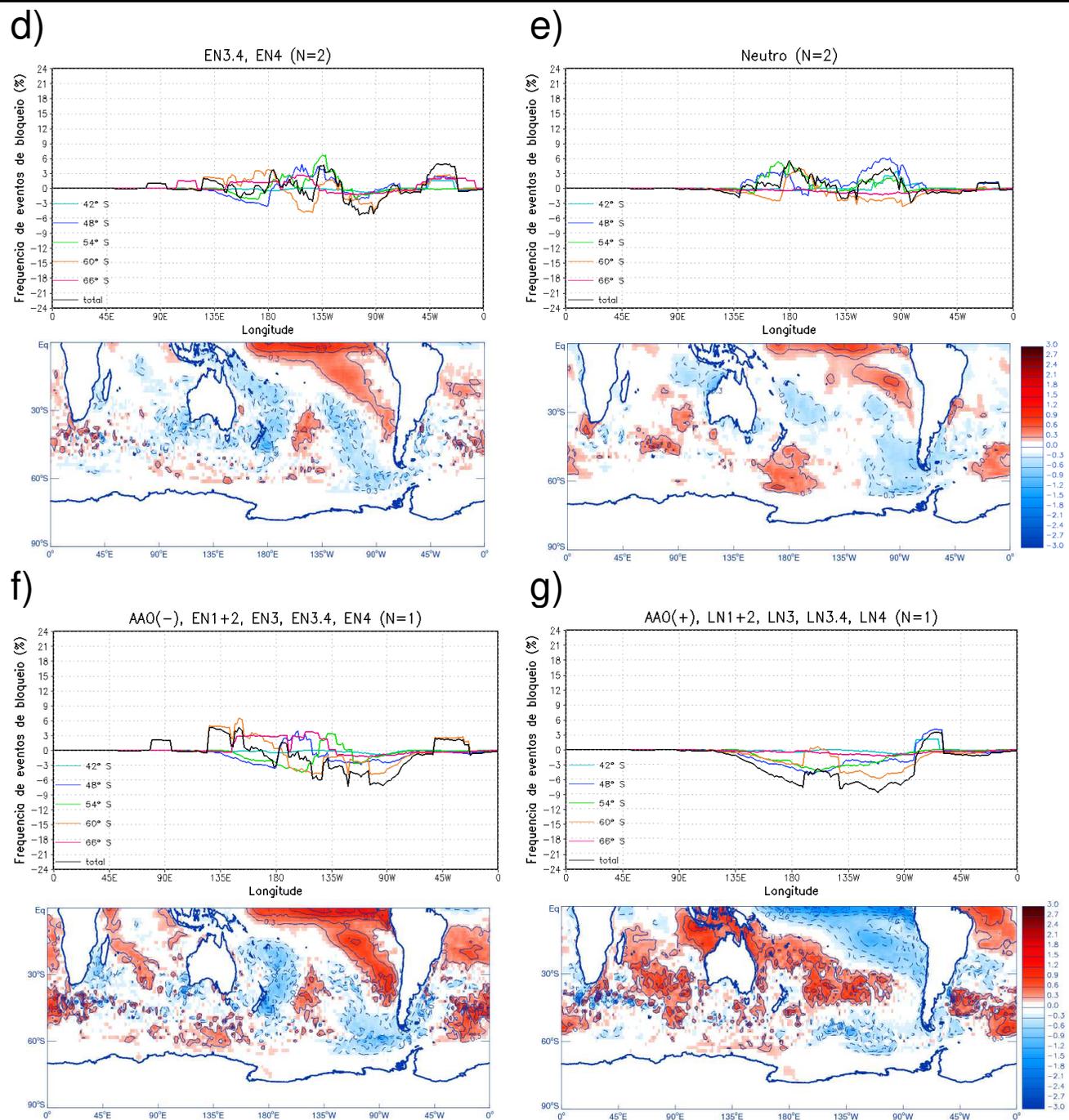


Figura 4.8. Continuação.

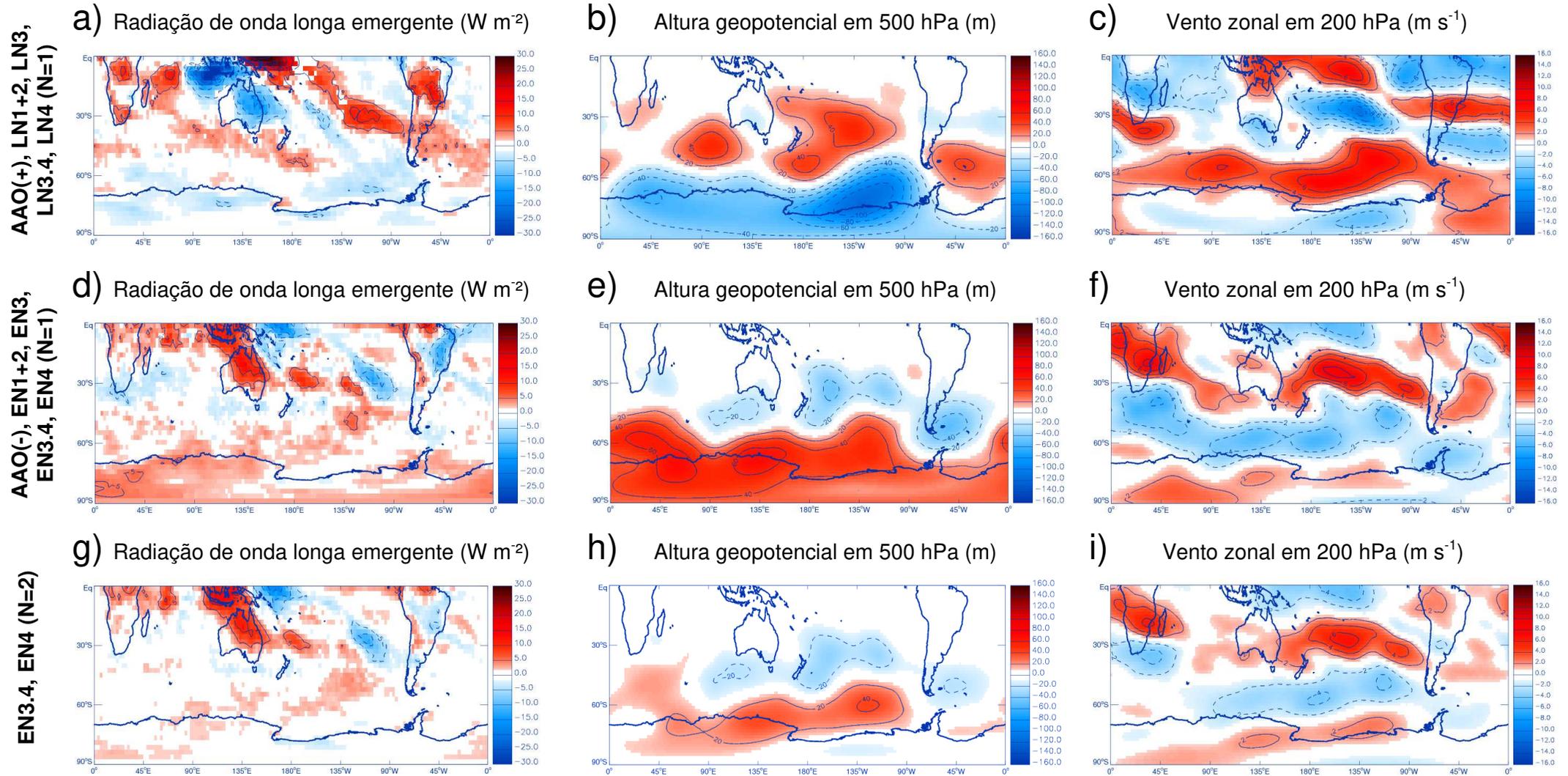


Figura 4.9. Similar à Figura 4.7, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen na fase positiva da AAO combinada com La Niña em todas as regiões do Niño (linha superior), fase negativa da AAO combinada com El Niño em todas as regiões do Niño (linha central) e El Niño nas regiões do Niño 3.4 e Niño 4 (linha inferior).

CAPÍTULO 5

Setor do mar de Weddell

5.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho

5.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical

Na **Figura 5.1** são apresentadas as composições das anomalias interanuais dos campos atmosféricos e de superfície durante os eventos extremos de cobertura de gelo marinho no setor do mar de Weddell. Em eventos extremos de retração de gelo marinho (**Figura 5.1 - coluna da esquerda**) há anomalias quentes de TSM no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul entre 45° e 60° S (**Figura 5.1a**). Por outro lado, as anomalias são frias nas latitudes médias e altas do Pacífico Sul e mares de Ross e Amundsen, enquanto as anomalias de fluxo de calor latente (**Figura 5.1c**) e sensível (**Figura 5.1e**) em superfície são positivas. Isso pode indicar uma retroalimentação negativa entre oceano e atmosfera, de forma que com a anomalia negativa de TSM, há uma redução nos fluxos de calor em superfície. Desta forma, há um aumento de calor armazenado no oceano, então a TSM aquece. Assim, os fluxos de calor em superfície aumentam. O resfriamento da TSM no Pacífico Sul resulta em fortalecimento dos gradientes meridionais de temperatura e pressão. Desta forma, há uma intensificação do escoamento zonal de oeste (**Figura 5.1k**), bem como do jato polar em torno de 60° S (**Figura 5.1q**), enquanto há um fortalecimento do jato subtropical sobre a Austrália. Essa configuração possivelmente favorece uma maior atividade ciclônica, *cf.* Yuan (2004) e Song et al. (2011), reforçando a baixa pressão anômala ao nível médio do mar (**Figura 5.1m**). Há o mesmo padrão anômalo em níveis médios (**Figura 5.1o**) e altos (**Figura 5.1y**), o que demonstra a estrutura barotrópica equivalente das anomalias interanuais. O mesmo padrão foi destacado por Renwick (2002), o qual observou que extremos de retração de gelo marinho antártico no setor do Atlântico (60°-10° W) estão associados com anomalias negativas de altura em 500 hPa no Pacífico Sudeste. A circulação ciclônica anômala em baixos níveis, associada aos anômalos ventos de sul (de norte) (**Figura 5.1i**), contribui para o resfriamento (aquecimento) anômalo da temperatura do ar a 2 metros nos mares de Bellingshausen, Amundsen e Ross (Península Antártica e mar de Weddell) (**Figura 5.1g**), configurando um dipolo de anomalias. Resfriamento em parte da região sudeste, centro e norte da América do Sul, Austrália e sudeste da África está associado com advecção fria de sul de um centro anticiclônico anômalo em superfície centrado em torno de 35° S/45° W, 47° S/123° W e 22° S/23° E, respectivamente.

Através das anomalias interanuais de ROLE podemos observar supressão de convecção com orientação noroeste-sudeste entre o Pacífico Equatorial e Tropical (**Figura 5.1s**), associada às anomalias frias de TSM na região do Niño 4 (**Figura 5.1a**), bem como convecção ao sul das anomalias positivas de ROLE. Desta forma há convergência em altos níveis (**Figura 5.1w**), bem como anomalia ciclônica (**Figura 5.1y**), embora sem significância estatística. Sobre a região Nordeste do Brasil há um núcleo de anomalias positivas de precipitação (**Figura 5.1u**).

Por outro lado, as anomalias interanuais em eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell (**Figura 5.1 - coluna da direita**) estão praticamente em fase oposta em relação aos eventos extremos de retração, porém há algumas diferenças. No Pacífico Equatorial existe um padrão de anomalias quentes bem evidente na região do Niño 3, Niño3.4 e Niño 4 (**Figura 5.1b**), com aumento dos fluxos de calor latente em superfície (**Figura 5.1d**) e aquecimento da atmosfera adjacente (**Figura 5.1h**). Desta forma, há anomalia anticiclônica em altos níveis (**Figura 5.1z**) e convecção anômala na região do Niño 4 (**Figura 5.1t**). Nas regiões Norte, Nordeste e norte do Sudeste do Brasil há anomalias negativas de precipitação, com orientação noroeste-sudeste (**Figura 5.1v**).

Assim como em eventos extremos de retração, em eventos de expansão o jato subtropical é fortalecido, centrado em torno de 20° S em todo o globo (**Figura 5.1r**). No Pacífico Sul extratropical há um cavado anômalo (**Figura 5.1p**) com estrutura barotrópica equivalente (**Figura 5.1n, 5.1z**), da mesma forma que nas latitudes ao sul de 60° S no Atlântico Sul. Ar mais frio de origem polar é advectado da região da Península Antártica para o extremo sul da América do Sul pelo escoamento anômalo de sul em baixos níveis (**Figuras 5.1h, 5.1j**), resultando em resfriamento em grande parte do centro-sul da América do Sul. Da mesma forma há resfriamento no sudeste da África, ao sul de 14° S, e no centro-sul da Austrália. Desta forma, as anomalias frias de temperatura do ar a 2 metros estão deslocadas para sul durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no mar de Weddell em relação aos eventos extremos de retração.

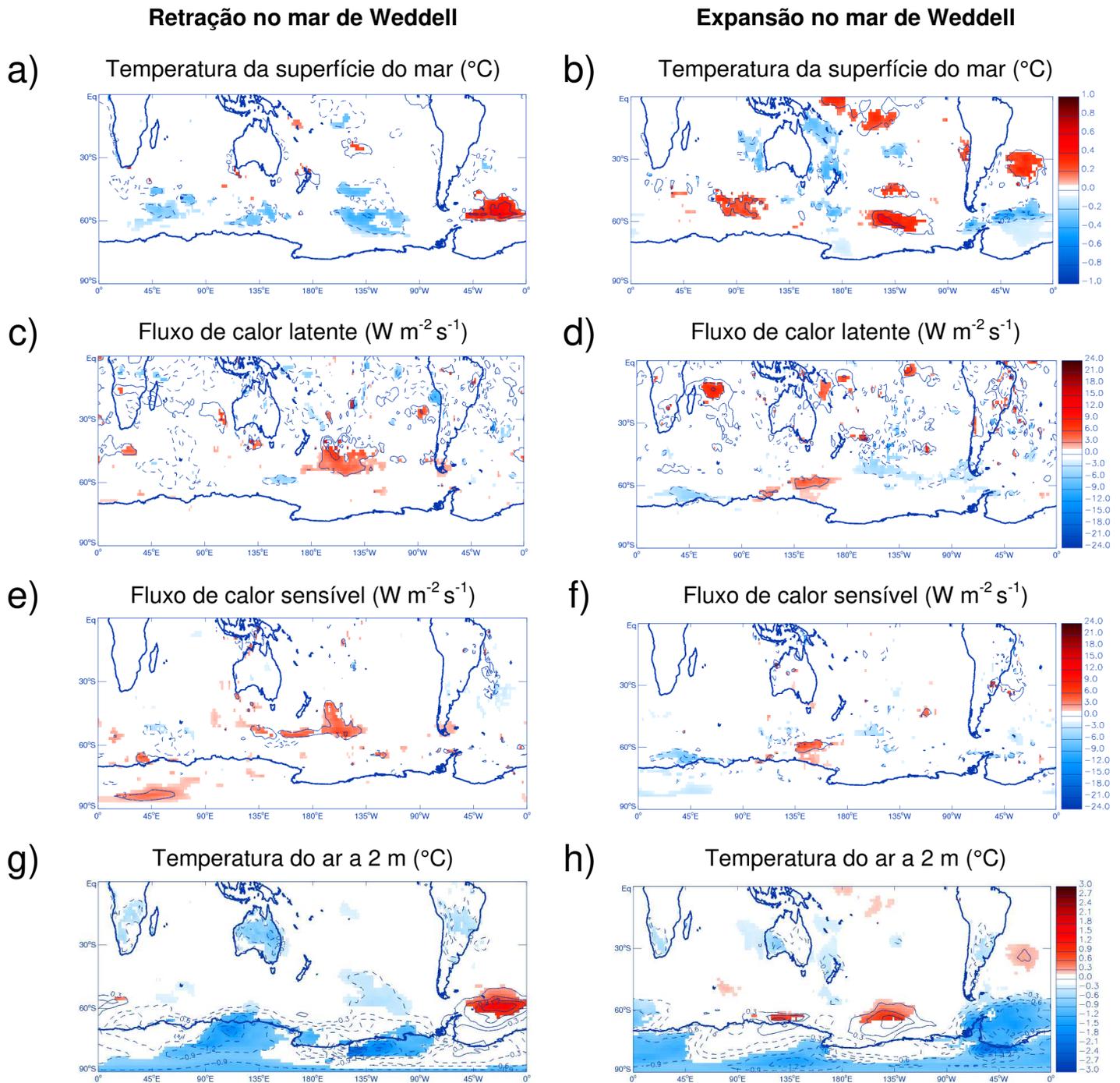


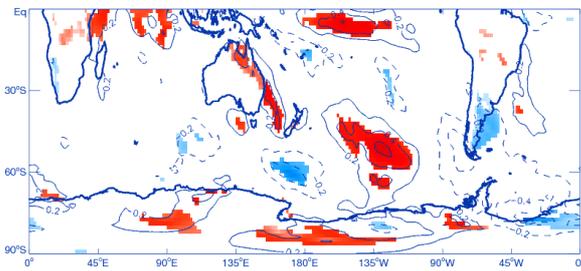
Figura 5.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m ($^{\circ}\text{C}$), (i, j) vento meridional a 10 m (m s^{-1}), (k, l) vento zonal a 10 m (m s^{-1}), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa (m s^{-1}), (s, t) radiação de onda longa emergente (W m^{-2}), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do mar de Weddell. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

Retração no mar de Weddell

Expansão no mar de Weddell

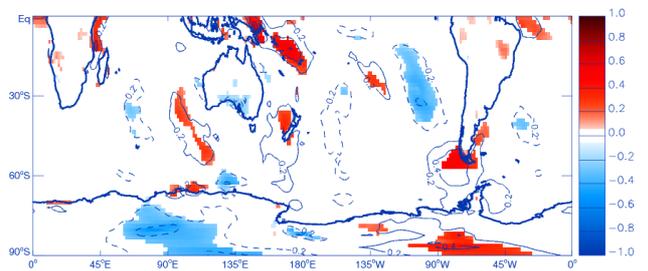
i)

Vento meridional a 10 m (m s^{-1})



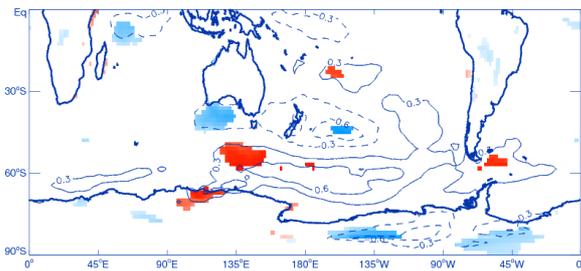
j)

Vento meridional a 10 m (m s^{-1})



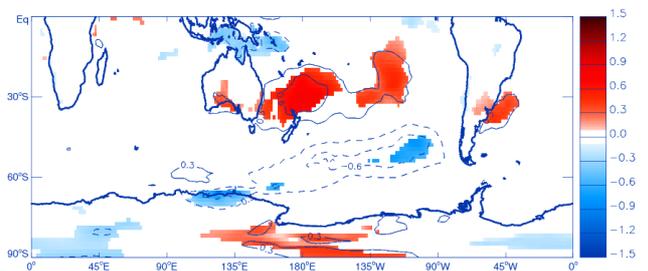
k)

Vento zonal a 10 m (m s^{-1})



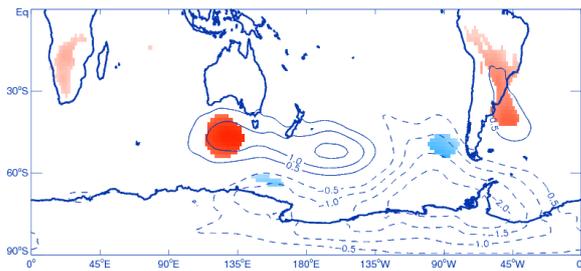
l)

Vento zonal a 10 m (m s^{-1})



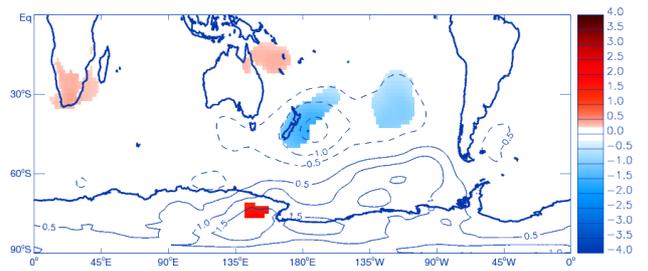
m)

Pressão ao nível médio do mar (hPa)



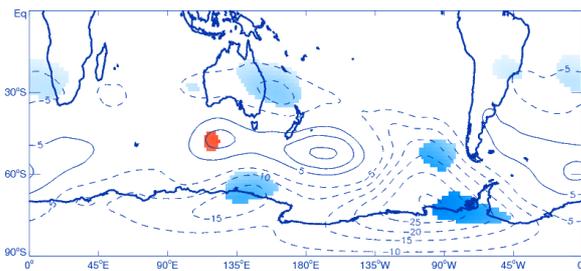
n)

Pressão ao nível médio do mar (hPa)



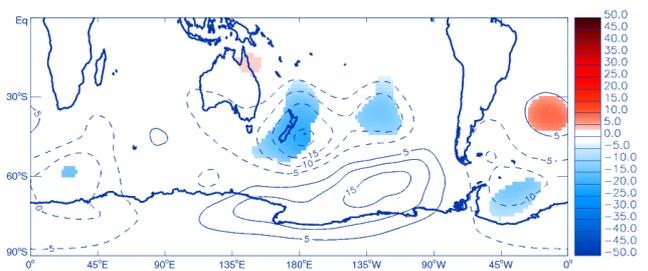
o)

Altura geopotencial em 500 hPa (m)



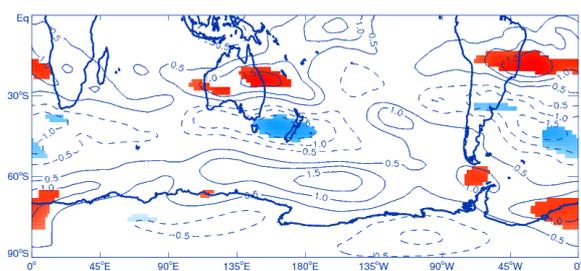
p)

Altura geopotencial em 500 hPa (m)



q)

Vento zonal em 200 hPa (m s^{-1})



r)

Vento zonal em 200 hPa (m s^{-1})

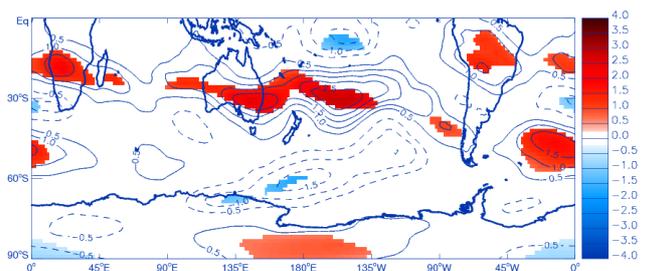
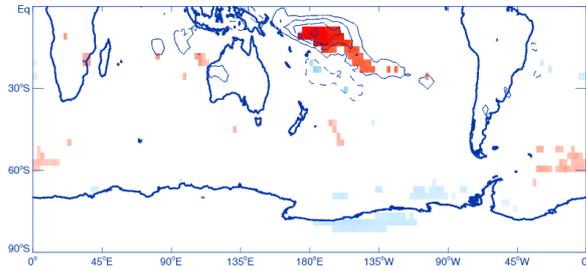
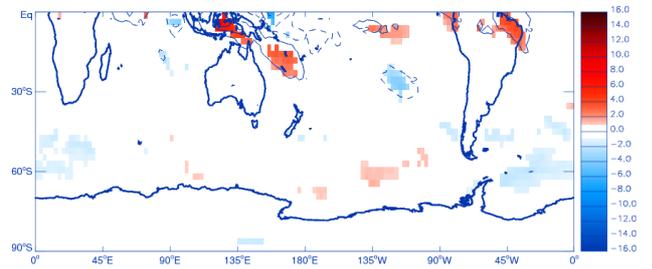


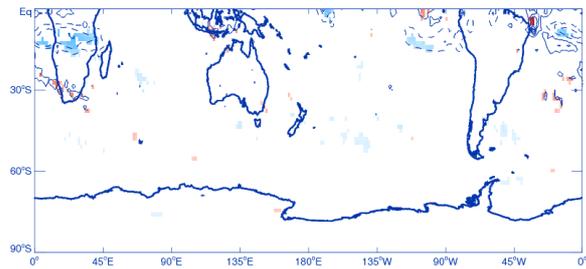
Figura 5.1. Continuação.

Retração no mar de Weddell

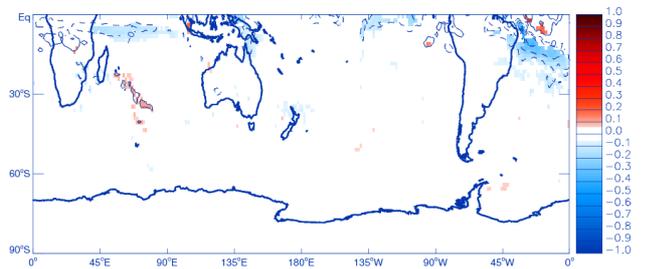
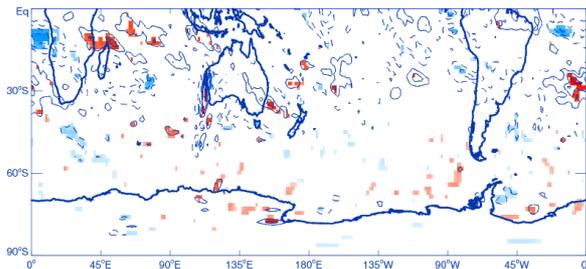
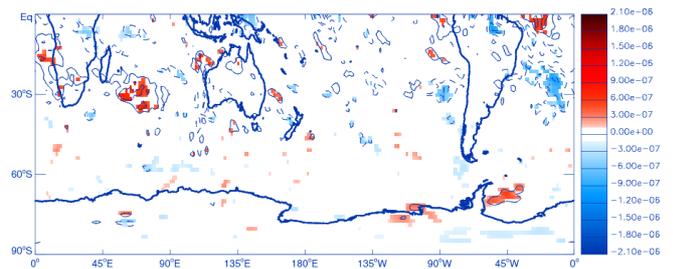
Expansão no mar de Weddell

s) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)t) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)

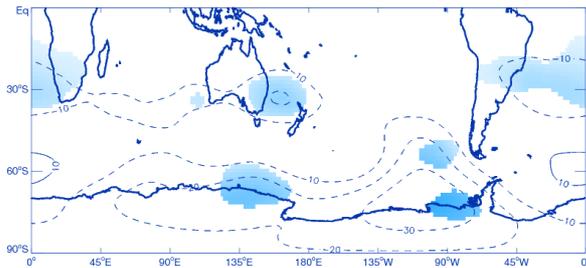
u) Precipitação total (mm/dia)



v) Precipitação total (mm/dia)

w) Divergência em 200 hPa (s^{-1})x) Divergência em 200 hPa (s^{-1})

y) Altura geopotencial em 200 hPa (m)



z) Altura geopotencial em 200 hPa (m)

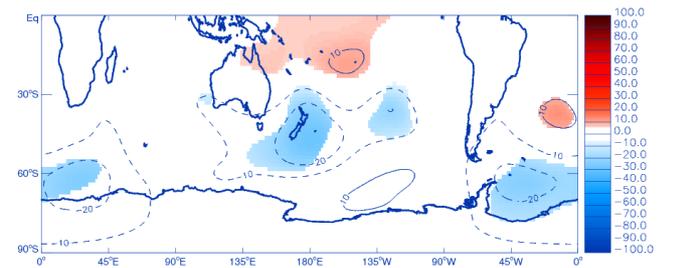


Figura 5.1. Continuação.

5.1.2 Células de circulação meridional

Na **Figura 5.2** são apresentadas as seções verticais das anomalias de velocidade vertical média nos setores do Pacífico Sudeste e do Atlântico Sul durante os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell.

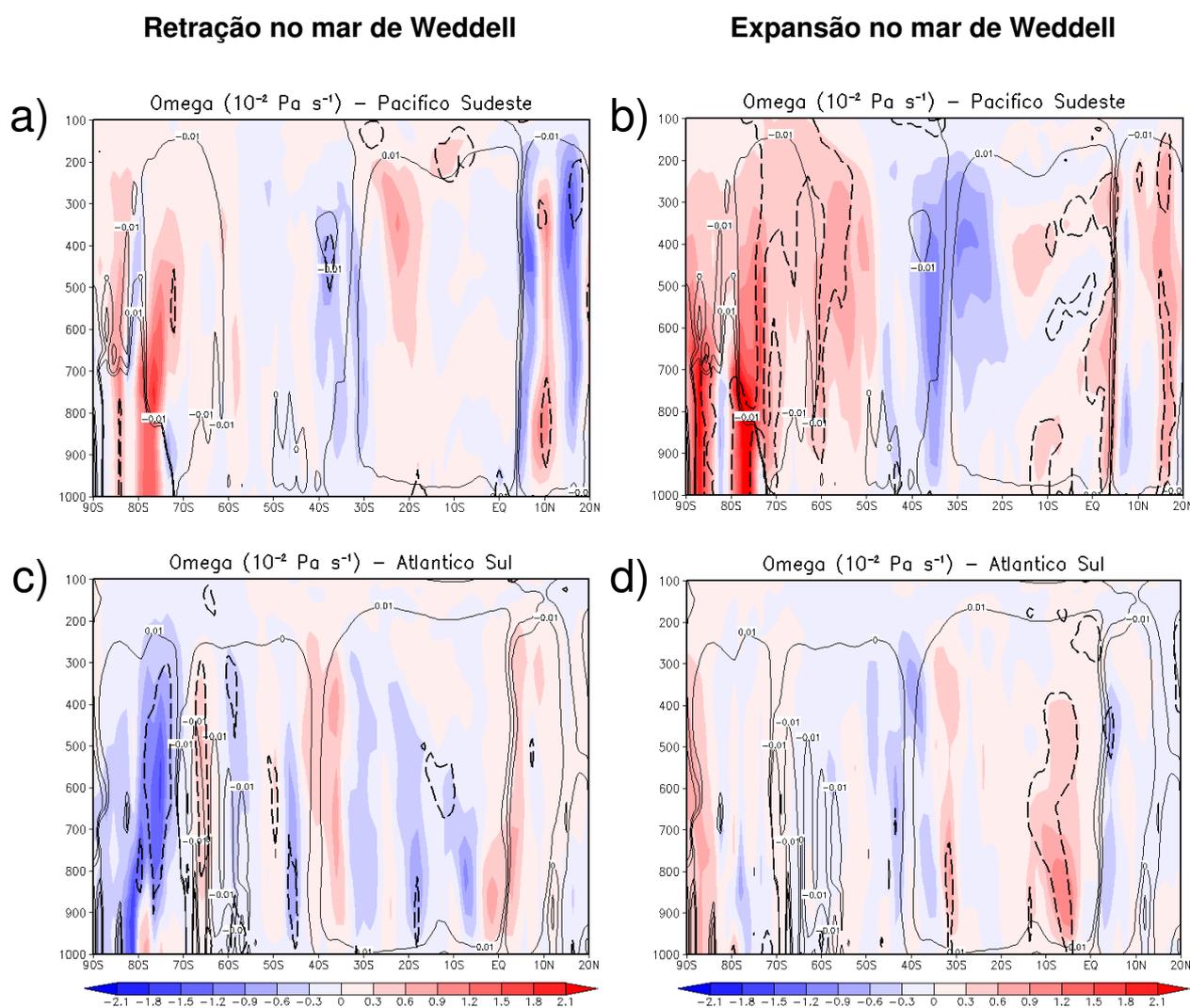


Figura 5.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (ω , $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ} \text{ W} - 80^{\circ} \text{ W}$) e (c, d) do Atlântico Sul (80° W a 10° E) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do mar de Weddell. As anomalias negativas (azul) e positivas (vermelho) são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho há um enfraquecimento do ramo descendente da Célula Polar regional entre 70° S e 80° S no setor do Atlântico Sul (**Figura 5.2c**). Nesta região há uma anomalia ciclônica em toda a troposfera (**Figuras 5.1m, 5.1o, 5.1y**). Por outro lado, durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho há um reforço do ramo descendente da Célula Polar regional ao sul de 70° S no setor do Pacífico Sudeste (**Figura 5.2b**), possivelmente associado ao resfriamento do continente antártico (**Figura 5.1g**), fortalecendo os gradientes térmicos. O ramo ascendente da Célula de Ferrel regional entre 70° S e 50° S é enfraquecido, o que indica um enfraquecimento do cinturão circumpolar de baixas pressões. Por conservação de massa, há uma redução da pressão ao nível médio do mar nas latitudes tropicais no setor do Pacífico Sudeste, o que indica um enfraquecimento da Alta Subtropical do Pacífico Sul. O ramo ascendente da Célula de Hadley regional enfraquece entre 10° N e 20° N, enquanto o ramo descendente intensifica na região equatorial. Da mesma forma, no setor do Atlântico Sul há um fortalecimento do ramo descendente da Célula de Hadley regional em duas regiões: entre 10° S e o Equador e em torno de 30° S (**Figura 5.2d**). Este fortalecimento em torno de 30° S pode ser um indício de intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, como podemos observar através da anomalia anticiclônica em níveis médios e altos (**Figuras 5.1p, 5.1f**).

5.1.3 Bloqueios atmosféricos

A frequência sazonal de eventos de bloqueio e as anomalias interanuais de gelo marinho no setor do mar de Weddell apresenta correlação positiva com significância estatística em 66° S no setor do Pacífico Sudeste ($r = +0,427$ e $\alpha < 5\%$) e na Oceania ($r = +0,332$ e $\alpha < 10\%$) (**Anexo G.7**). A correlação é negativa em 42° S no setor do Índico ($r = -0,319$ e $\alpha < 10\%$). Assim, quanto maior a extensão do gelo marinho no setor do mar de Weddell, maior (menor) será a frequência de eventos de bloqueio no setor do Pacífico Sudeste e Oceania (Índico). Em relação à frequência sazonal de eventos de bloqueio e os eventos extremos de retração de gelo marinho há correlação com significância estatística somente em 42° S no setor do Índico ($r = -0,653$ e $\alpha < 10\%$) (**Anexo G.8**). Por outro lado, a frequência sazonal de eventos de bloqueio e os eventos extremos de expansão de gelo marinho apresenta correlação positiva com significância estatística em 66° S no setor do Pacífico Sudeste ($r = -0,753$ e $\alpha < 5\%$) e em 42° S na Oceania ($r = -0,627$ e $\alpha < 10\%$) (**Anexo G.8**). Desta forma, quanto mais intenso o evento extremo de retração (expansão) de gelo

marinho, maior será a frequência de eventos de bloqueio no setor do Índico (Oceania e Pacífico Sudeste).

Na **Figura 5.3** são apresentados os gráficos de diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Weddell e a frequência de eventos de bloqueio climatológica de inverno austral. Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell, associados às anomalias quentes de TSM ao norte de 60° S no Atlântico Sul (**Figura 5.1a**), existe um favorecimento de aumento na frequência de eventos de bloqueio principalmente em 66° S, 54° S e 42° S (**Figura 5.3a**) de até +0,4% em relação à climatologia (**Figura 2.12h**). No Pacífico Sul central, embora haja anomalias frias de TSM, há redução na frequência somente em 66° S. Por outro lado, durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho, associados às anomalias frias de TSM no sul do Atlântico Sul (**Figura 5.1b**), há um desfavorecimento à formação de altas de bloqueio principalmente em 54° S e 60° S, além de intervalo total (**Figura 5.3b**). Ao norte, entre 26° e 45° S, há anomalias positivas de TSM e aumento na frequência em 42° S latitudes. Já no centro-leste do Pacífico Sul há anomalias quentes de TSM e aumento na frequência em todas as bandas de latitudes, com exceção de 42° S.

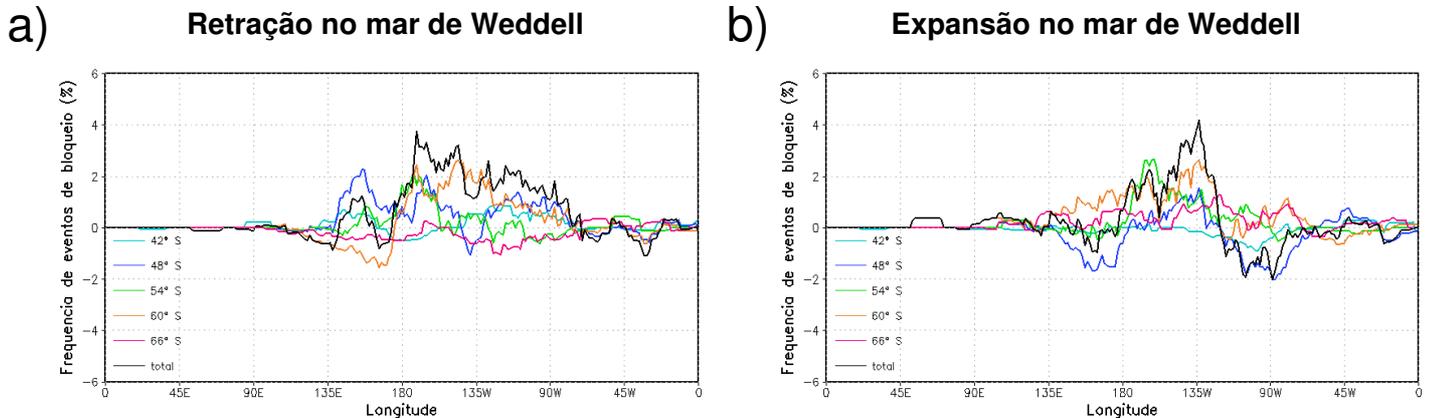


Figura 5.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

5.1.4 Densidade de trajetória de ciclones

Na **Figura 5.4** são apresentadas as anomalias de densidade de trajetória de ciclones durante os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell.

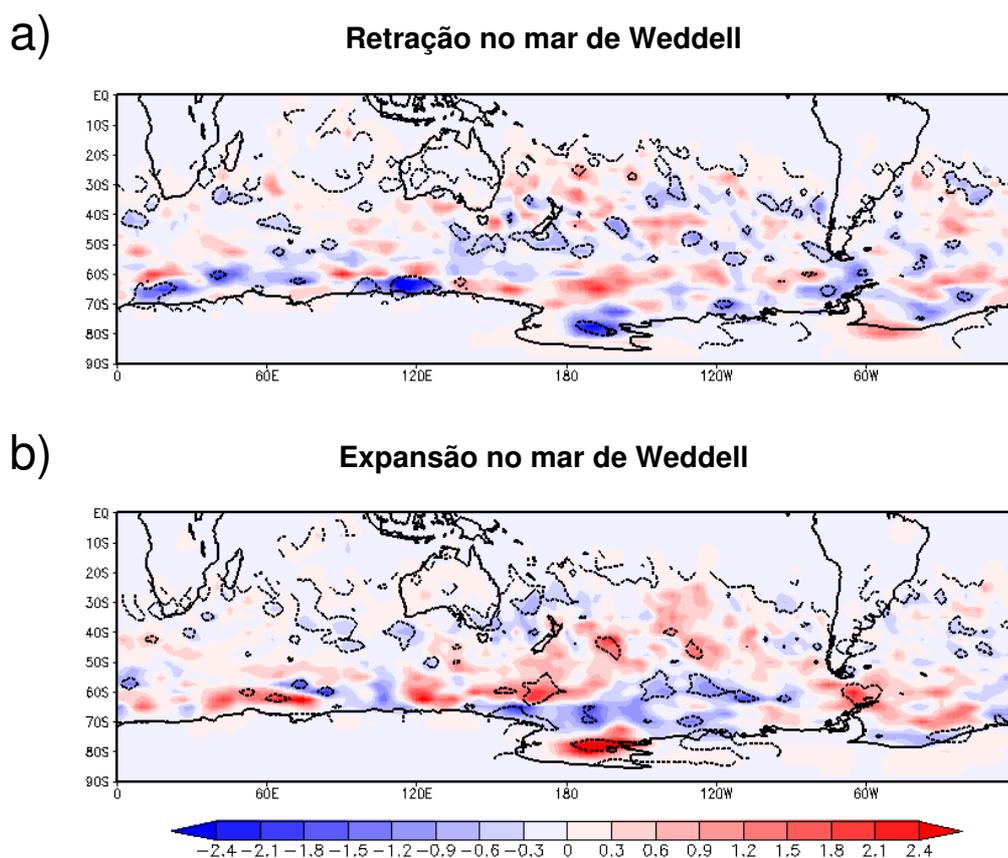


Figura 5.4. Anomalia de densidade de trajetória de ciclones durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2015. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell há uma redução na densidade de trajetória de ciclones entre as latitudes de 30° S e 50° S no Pacífico Sul, sul e costa sudoeste da América do Sul, Passagem de Drake e junto à costa do continente antártico no Oceano Austral (**Figura 5.4a**). Na costa sudoeste da América do Sul ou Pacífico Sudeste há aumento na frequência de eventos de bloqueio em

42° S, 48° S e 60° S, além de intervalo total (**Figura 5.3a**). Podemos observar anomalias de densidade de trajetória de ciclones ligeiramente opostas em eventos extremos de expansão de gelo marinho (**Figura 5.4b**), com aumento na densidade de trajetória nas latitudes entre 40° S e 50° S no Pacífico Sul, que é uma região de redução na frequência de eventos de bloqueio (**Figura 5.3b**) e de anomalias ciclônicas na escala interanual (**Figura 5.1p**). Na Passagem de Drake e junto a costa da Antártica nos mares de Ross e setor do Oceano Índico também existe aumento na densidade de trajetória. Há redução na densidade de trajetória nos mares de Ross e Amundsen, entre 60° S e 70° S, que é a região de enfraquecimento do jato polar (**Figura 5.1r**) e aumento na frequência de eventos de bloqueio (**Figura 5.3b**).

5.1.5 ENOS e AAO

Assim como observado no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen, não há correlação com significância estatística entre os eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Weddell e as anomalias de TSM nas regiões do Niño, bem como com o índice AAO interanual (**Apêndice B.3**). Analisando o total de 8 eventos extremos de retração de gelo marinho (**Tabela 5.1**), podemos verificar que metade ocorrem durante La Niña na região do Niño 1+2. Dentre estes eventos, 1 é combinado com La Niña no Niño 4 e a fase positiva da AAO e 1 com La Niña no Niño 3, Niño3.4 e Niño 4. Contudo, há eventos extremos de retração também durante episódios de El Niño, de fase negativa da AAO e ano Neutro. Todos os eventos de El Niño foram de forte intensidade, enquanto os eventos de La Niña foram predominantemente fracos (**Figura 5.5a**). Todos os 2 eventos de El Niño no Pacífico Equatorial centro-leste são classificados como El Niño-Pacífico Leste (*cf.* **Tabela 2.2**).

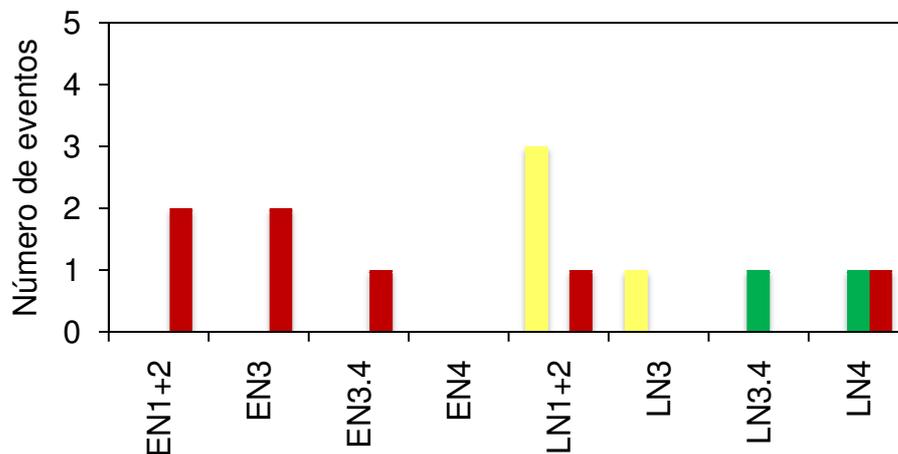
Por outro lado, de um total de 9 eventos extremos de expansão de gelo marinho, 4 ocorrem durante a fase negativa da AAO. Dentre estes eventos, 1 é combinado com La Niña na região do Niño 1+2 e 1 com El Niño no Niño 3, Niño3.4 e Niño 4. Também há eventos extremos de expansão durante episódios de El Niño no Niño 1+2, na fase positiva da AAO e em ano Neutro. Dentre os eventos ENOS, a maioria dos episódios quentes é de intensidade fraca, enquanto todos os episódios frios são de intensidade moderada (**Figura 5.5b**). Dos 3 eventos de El Niño, 2 são classificados como El Niño-Pacífico Central (*cf.* **Tabela 2.2**).

Tabela 5.1 – Anos com eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Weddell durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

	Retração	Expansão
NIÑO 1+2	1982, 1983, 1989, 1990, 1999, 2013	1980, 1981, 1987, 1995
NIÑO 3	1982, 1983, 1999	1987, 1991
NIÑO 3.4	1982, 1999	1987, 1991, 2004
NIÑO 4	1989, 1999	1987, 1991, 2004
AAO	1989, 2011	1979, 1980, 1981, 1991, 1992
Neutro	1986	2003

a)

Retração no mar de Weddell



b)

Expansão no mar de Weddell

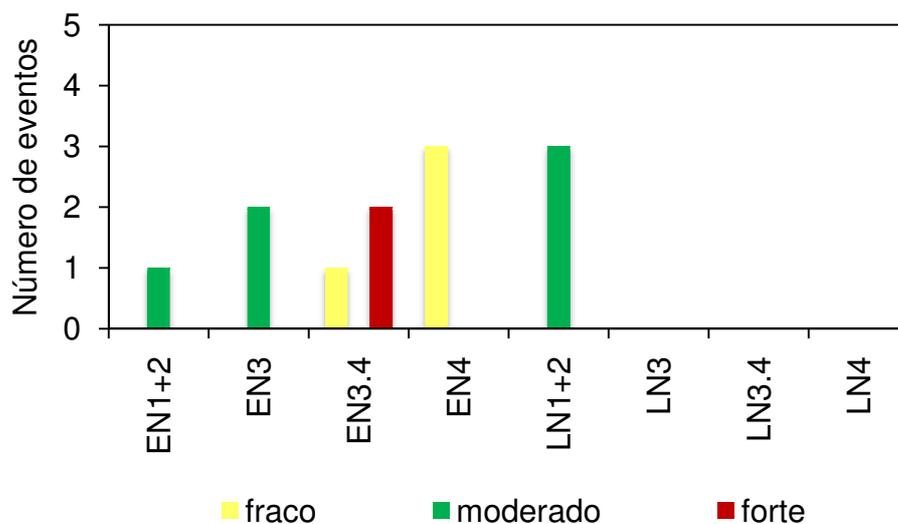


Figura 5.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade fraca (barra amarela), moderada (barra verde) e forte (barra vermelha) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell.

O padrão espacial de anomalias interanuais de TSM comum entre os eventos extremos de retração nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade é de aquecimento no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul (**Figura 5.6 inferior**). Em anos de El Niño, de fase negativa da AAO e de neutralidade as anomalias quentes de TSM estão confinadas no setor do mar de Weddell (**Figuras 5.6b, 5.6d, 5.6g, 5.6h inferior**), enquanto que em anos de La Niña e de fase positiva da AAO as anomalias quentes abrangem também a Passagem de Drake e o leste do setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen (**Figuras 5.6a, 5.6c, 5.6e, 5.6f inferior**).

O maior aumento na frequência de eventos de bloqueio no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul ocorre durante a fase positiva da AAO combinada com La Niña na região do Niño 1+2 e Niño 4 (**Figura 5.6f superior**), em que as anomalias quentes de TSM chegam a $+1,0^{\circ}\text{C}$ (**Figura 5.6f inferior**). Observamos aumento na frequência em todas as bandas de latitudes (com exceção de 42°S), com máximo de $+4,5\%$ em 54°S e intervalo total. No Pacífico Equatorial há supressão de convecção em todas as regiões do Niño (**Figura 5.7a**). Da mesma forma, há anomalias positivas de ROLE no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul, onde há aumento na frequência de eventos de bloqueio. Sobre esta região há uma intensa crista anômala, assim como no Pacífico Sudoeste, enquanto no Pacífico Sudeste existe um cavado anômalo (**Figura 5.7c**). Desta forma, há um fortalecimento do jato polar centrado ao sul de 60°S , enquanto ao norte há enfraquecimento (**Figura 5.7e**). O padrão anômalo espacial é semelhante ao observado em estudos prévios (FOGT et al.,2010; OLIVEIRA, 2011).

Já o segundo maior aumento na frequência de eventos de bloqueio em eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell se dá na fase negativa da AAO, em que há aumento em todas as bandas de latitudes de até $+3,9\%$ no intervalo total (**Figura 5.6g superior**). O resfriamento no Pacífico Equatorial, com exceção da região do Niño 1+2 (**Figura 5.6g inferior**), resulta em supressão de convecção (**Figura 5.7a**), a qual apresenta orientação noroeste-sudeste no Pacífico Sul em direção a América do Sul. Nas altas latitudes austrais há anomalias positivas de altura em 500 hPa, as quais se estendem para o setor do mar de Weddell e do Oceano Índico (**Figura 5.7c**). Por outro lado, nas latitudes médias do Pacífico Sul há anomalias negativas de altura em 500 hPa, configurando um padrão semelhante à fase negativa da AAO (KIDSON, 1988; KIDSON; WATTERSON, 1999; THOMPSON; WALLACE, 2000; RENWICK, 2002; MARSHALL, 2003). O jato polar é enfraquecido em todo o Oceano Austral, bem como no Atlântico Sul (**Figura 5.7e**).

Em todos os eventos extremos de expansão de gelo marinho nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade há anomalias frias de TSM no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul, anomalias quentes ao norte e no Pacífico Sul em torno de 135°W (**Figura 5.8 inferior**). A exceção ocorre no evento durante a fase positiva da AAO, em que a

anomalia quente está posicionada no Pacífico Sudoeste (**Figura 5.8g inferior**). A maior diminuição na frequência de eventos de bloqueio no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul ocorre em evento de El Niño em todas as regiões do Niño combinados, de até -1,3% no intervalo total (**Figura 5.8h superior**).

Já o maior aumento na frequência de eventos de bloqueio no Pacífico Sul durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no mar de Weddell ocorre durante um ano Neutro (**Figura 5.8f inferior**). Há aumento na frequência em todas as bandas de latitudes, com exceção de 66° S, de até +15% no intervalo total. No Pacífico Equatorial há anomalias quentes de TSM (**Figura 5.8f superior**), em que a convecção associada apresenta orientação noroeste-sudeste (**Figura 5.9b**). No restante do Pacífico Equatorial há supressão de convecção. Entre as latitudes médias e altas existe um padrão de onda zonal 3, com pequena componente meridional, de forma que no Pacífico Sul há uma crista anômala (**Figura 5.9d**). Assim, nesta região ao norte de 60° S há enfraquecimento do jato polar, enquanto ao sul há fortalecimento (**Figura 5.9f**). Em evento de El Niño em todas as regiões do Niño combinados também ocorre o segundo maior aumento na frequência no Pacífico Sul, com aumento de até +13,3% no intervalo total. Na região de aquecimento anômalo no Pacífico Equatorial (**Figura 5.8h inferior**) há convecção anômala deslocada para oeste, com orientação noroeste-sudeste em direção ao sul da América do Sul (**Figura 5.9a**). No Pacífico Sudeste há uma crista anômala, a qual se estende em direção aos mares de Bellingshausen, Amundsen e Ross (**Figura 5.9c**). No restante do Oceano Austral, Pacífico Sul e Atlântico Sul existe um cavado anômalo. Desta forma, no setor do mar de Weddell/Atlântico Sul há um fortalecimento do jato polar, enquanto no Pacífico Sul há um enfraquecimento ao sul de 60° S (**Figura 5.9e**).

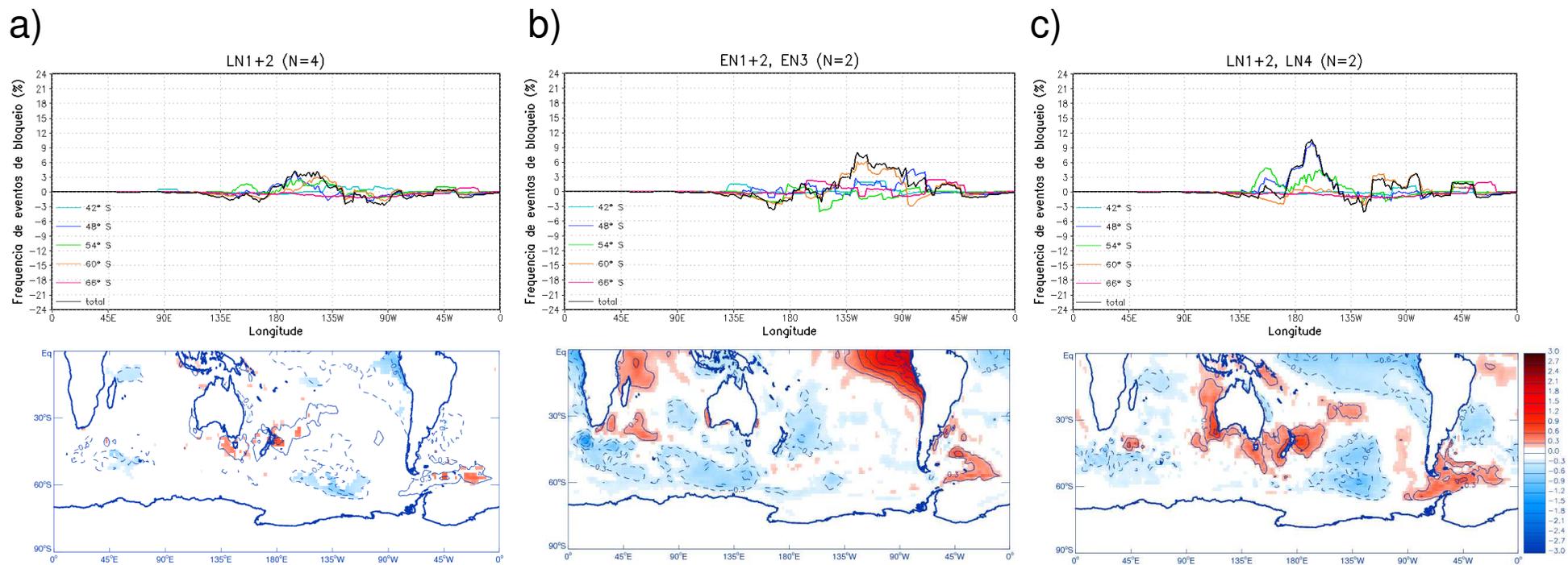


Figura 5.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade. N é o número de eventos independentes.

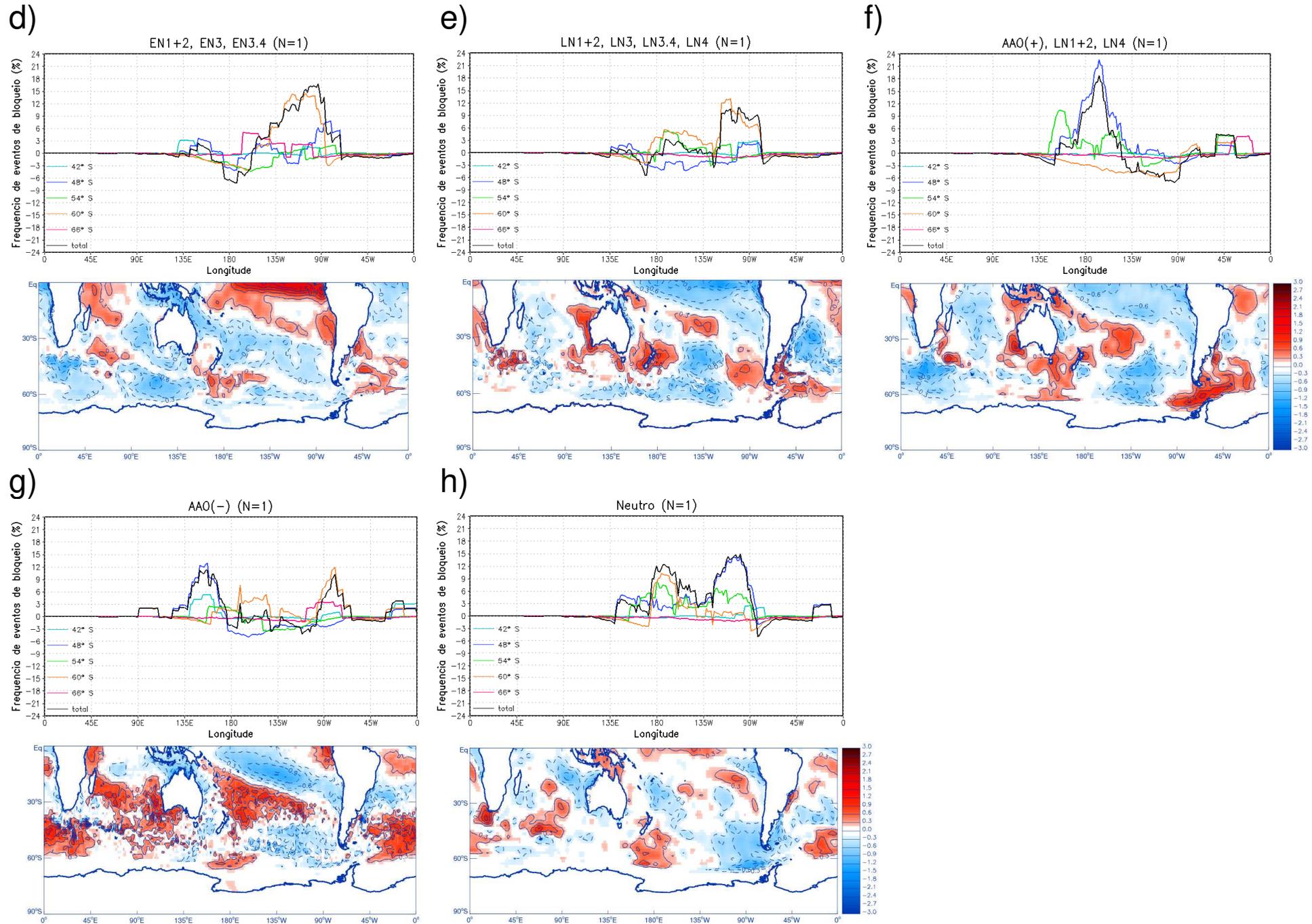
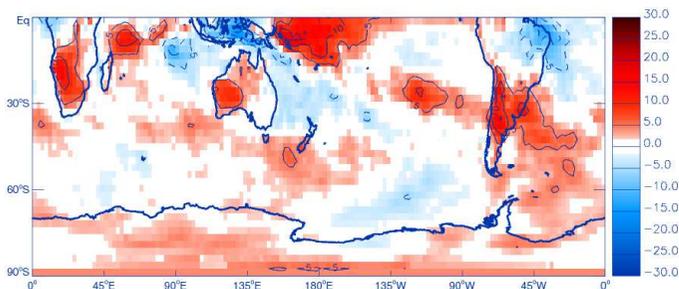


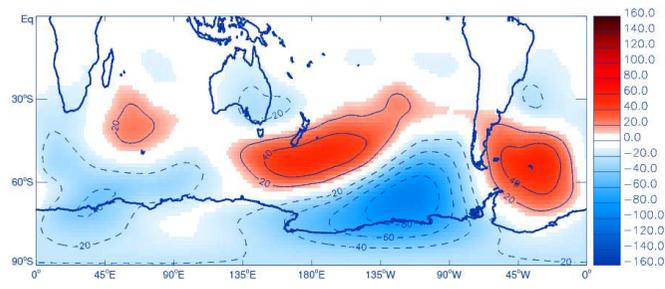
Figura 5.6. Continuação.

AAO(+), LN1+2, LN4
(N=1)

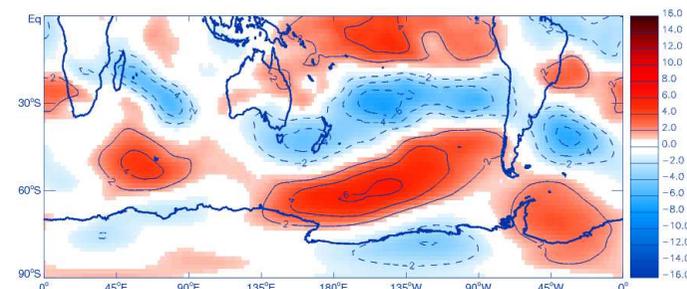
a) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)



b) Altura geopotencial em 500 hPa (m)

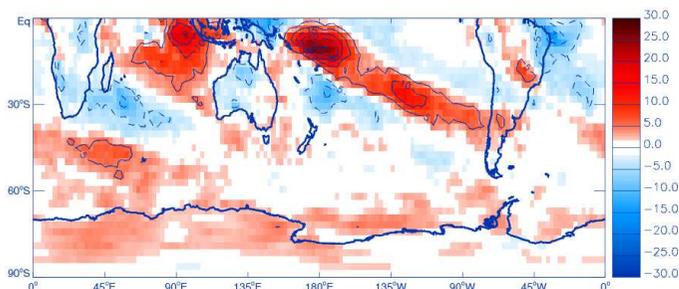


c) Vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$)

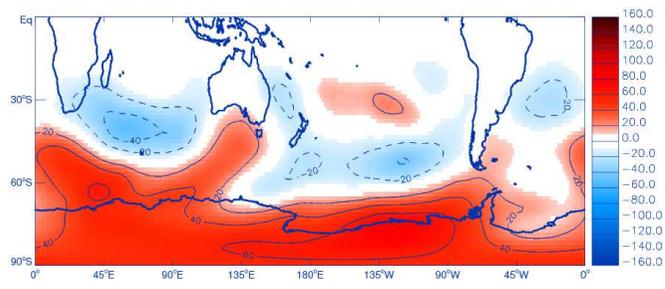


AAO(-) (N=1)

d) Radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$)



e) Altura geopotencial em 500 hPa (m)



f) Vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$)

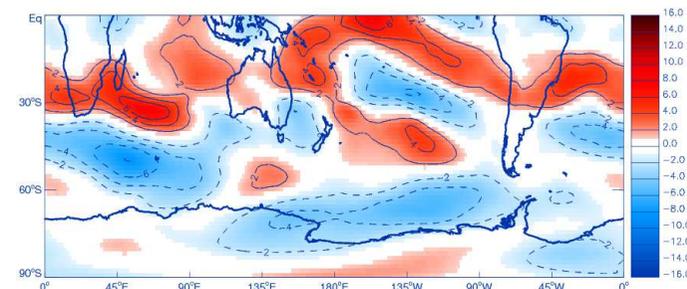


Figura 5.7. Composições de anomalias interanuais de (a, b) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (c, d) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (e, f) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell na fase positiva da AAO combinada com La Niña na região do Niño 1+2 e Niño 4 (linha superior) e na fase negativa da AAO (linha inferior). Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). N é o número de eventos independentes.

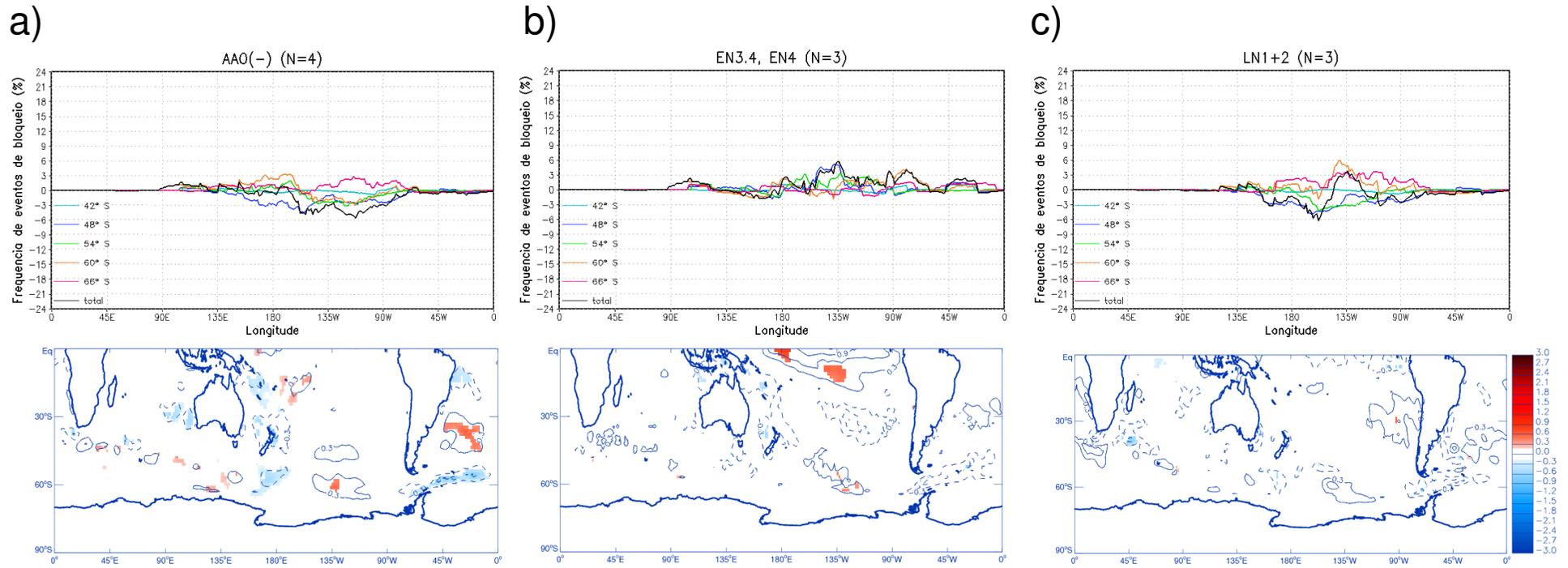


Figura 5.8. Similar à Figura 5.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor no setor do mar de Weddell nas diferentes fases do ENSO, AAO e neutralidade.

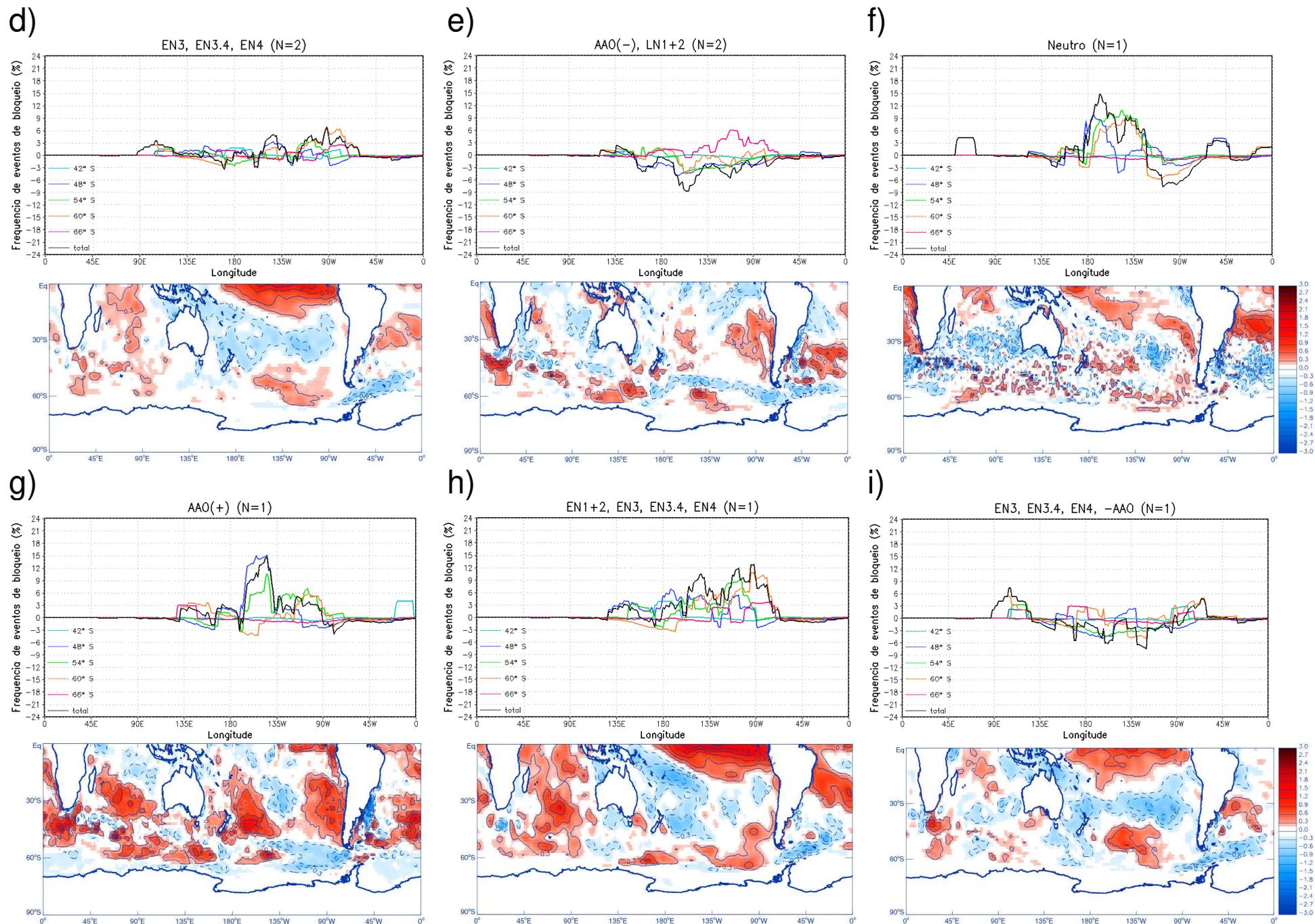
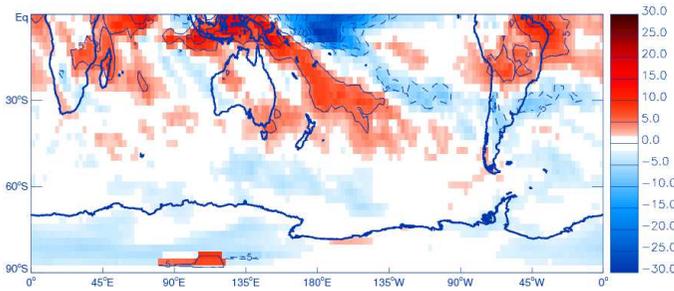
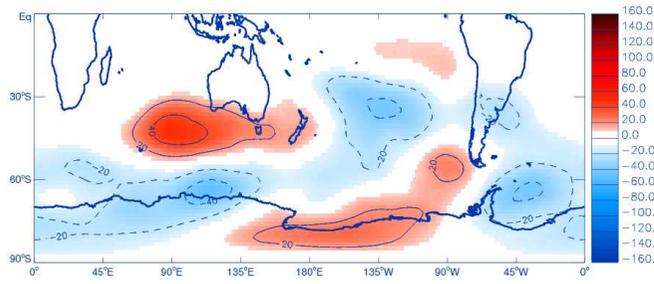
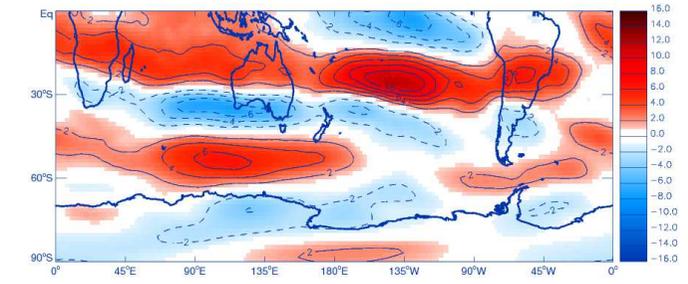


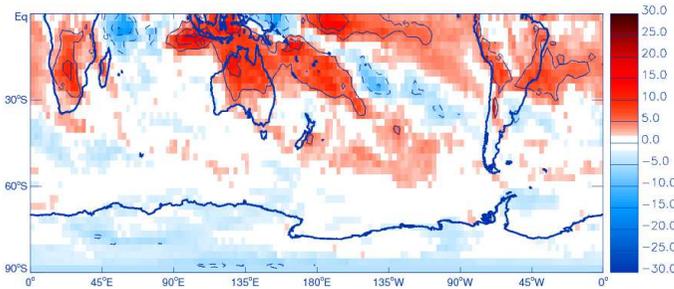
Figura 5.8. Continuação.

EN1+2, EN3, EN3.4, EN4
(N=1)a) Radiação de onda longa emergente (W m^{-2})

b) Altura geopotencial em 500 hPa (m)

c) Vento zonal em 200 hPa (m s^{-1})

NEUTRO (N=1)

d) Radiação de onda longa emergente (W m^{-2})

e) Altura geopotencial em 500 hPa (m)

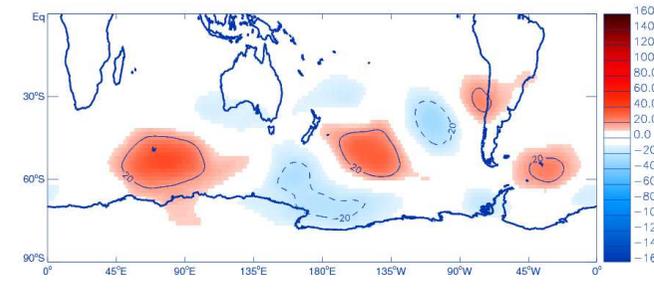
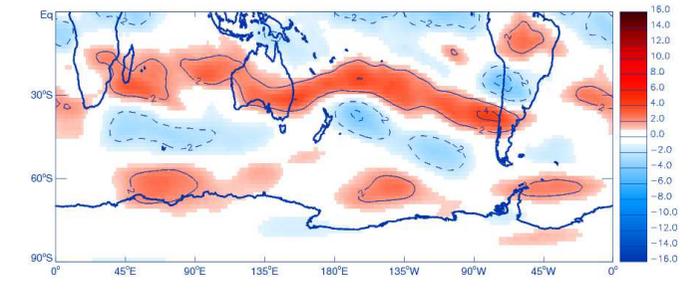
f) Vento zonal em 200 hPa (m s^{-1})

Figura 5.9. Similar à Figura 5.7, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell em episódios de El Niño em todas as regiões do Niño (linha superior) e na fase Neutra (linha inferior).

CAPÍTULO 6

Setor do Oceano Índico

6.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho

6.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical

Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico (**Figura 6.1 - coluna da esquerda**) as anomalias de TSM são positivas neste setor (**Figura 6.1a**), associadas às anomalias positivas de fluxo de calor latente (**Figura 6.1c**) e sensível (**Figura 6.1e**) em superfície. As anomalias de TSM são negativas na Passagem de Drake e na costa sudeste do extremo sul da América do Sul, as quais se estendem para norte até o Uruguai. Através das composições de anomalias interanuais de altura em 500 hPa (**Figura 6.1o**) fica evidente um padrão semelhante à fase negativa da AAO, que é o principal modo de variabilidade entre as latitudes médias e altas do HS (KIDSON, 1988; KIDSON; WATTERSON, 1999; THOMPSON; WALLACE, 2000; RENWICK, 2002; MARSHALL, 2003). AAO também apresenta uma significativa componente não anular sobre o mar de Amundsen (*e.g.*, THOMPSON; WALLACE, 2000). Assim, observamos anomalias positivas de altura em 500 hPa nas altas latitudes, com um centro proeminente em torno de 70° S/110° W no Pacífico Sudeste, e anomalias negativas nas latitudes médias, com três centros em cerca de 48° S/90° E, 48° S/160° W e 51° S/20° W, como também observado por Thompson e Wallace (2000), Thompson e Solomon (2002) e Gillett et al. (2006). Esse padrão também é evidente em baixos e altos níveis (**Figuras 6.1m, 6.1y**), o que demonstra o padrão anômalo com estrutura barotrópica equivalente. As anomalias de vento zonal em 200 hPa são opostas entre os trópicos e as latitudes médias, e praticamente simétricas em relação ao Equador (**Figura 6.1q**). Assim, o jato polar é enfraquecido, enquanto o jato subtropical é fortalecido. Estas observações são consistentes com alguns estudos relacionados (*e.g.*, CHEN et al., 1996; CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005). Em baixos níveis, a circulação anticiclônica anômala centrada no Pacífico Sudeste (**Figura 6.1m**) adveceta ar frio (quente) para o centro-sul da América do Sul, mares de Amundsen e Weddell (mares de Ross e Bellingshausen) (**Figuras 6.1g, 6.1i**). As anomalias frias se estendem para norte ao longo da Cordilheira dos Andes, o que pode ser um indício de surtos de frio na região intertropical da América do Sul associado à crista anômala no Pacífico Sudeste, *cf.* também observado por Kayano (1999). Da mesma forma há resfriamento no sudeste da África, ao sul de cerca de 8° S, assim como na Austrália/Nova Zelândia, associados à advecção fria oriunda do setor do Oceano Índico e mar de Ross, respectivamente.

No Pacífico Equatorial há atividade convectiva anômala (**Figura 6.1s**) associada às anomalias quentes de TSM (**Figura 6.1a**), contudo sem significância estatística. Em altos níveis há divergência anômala (**Figura 6.1w**), associada a uma região anticiclônica (**Figura 6.1y**), porém sem significância estatística. Por outro lado, há supressão de convecção sobre o centro-norte da América do Sul, de forma que há aumento dos fluxos de calor latente em superfície (**Figura 6.1e**) e anomalias negativas de precipitação (**Figura 6.1u**).

O padrão de anomalias interanuais em eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico (**Figura 6.1 - coluna da direita**) é praticamente oposto ao padrão em eventos extremos de retração, porém com anomalias mais intensas, maior significância estatística e algumas diferenças. Há anomalias negativas de TSM próximo à costa do Brasil, entre as latitudes de 35° S e 15° S (**Figura 6.1b**). No Pacífico Sudeste existe um centro de anomalias negativas de altura em 500 hPa nas latitudes médias, em cerca de 48°S/110°W no Pacífico Sudeste, e três centros de anomalias positivas em torno de 42° S/67° E, 48° S/158° E e 51° S/45° W (**Figura 6.1p**). Contudo, o padrão de anomalias de vento zonal em 200 hPa simétrico ao Equador não é tão evidente como durante os eventos extremos de retração (**Figura 6.1r**). Há resfriamento em todo o continente antártico (**Figura 6.1h**), que ocorre durante a fase positiva da AAO devido ao fortalecimento do escoamento de oeste em torno de 60° S, o qual inibe as trocas de massa entre as latitudes médias e altas (THOMPSON; SOLOMON, 2002), bem como intensifica o transporte de Ekman, aumentando a ressurgência de águas subsuperficiais frias (GILLET et al., 2006). Resfriamento adiabático também ocorre devido ao abaixamento da altura geopotencial sobre as altas latitudes austrais (THOMPSON; WALLACE, 2000). Na América do Sul, entre 42° S e o Equador, há resfriamento associado à advecção fria oriunda do sul do Atlântico Sul (**Figuras 6.1h, 6.1j**). Da mesma forma, há anomalias negativas de temperatura do ar próximo à superfície na Austrália/Nova Zelândia e sudeste da África até a região Equatorial, associadas à advecção fria oriunda do mar de Amundsen e setor do Oceano Índico, respectivamente. As anomalias frias na América do Sul e sudeste da África estão posicionadas mais ao norte durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico em relação às anomalias nos eventos extremos de retração.

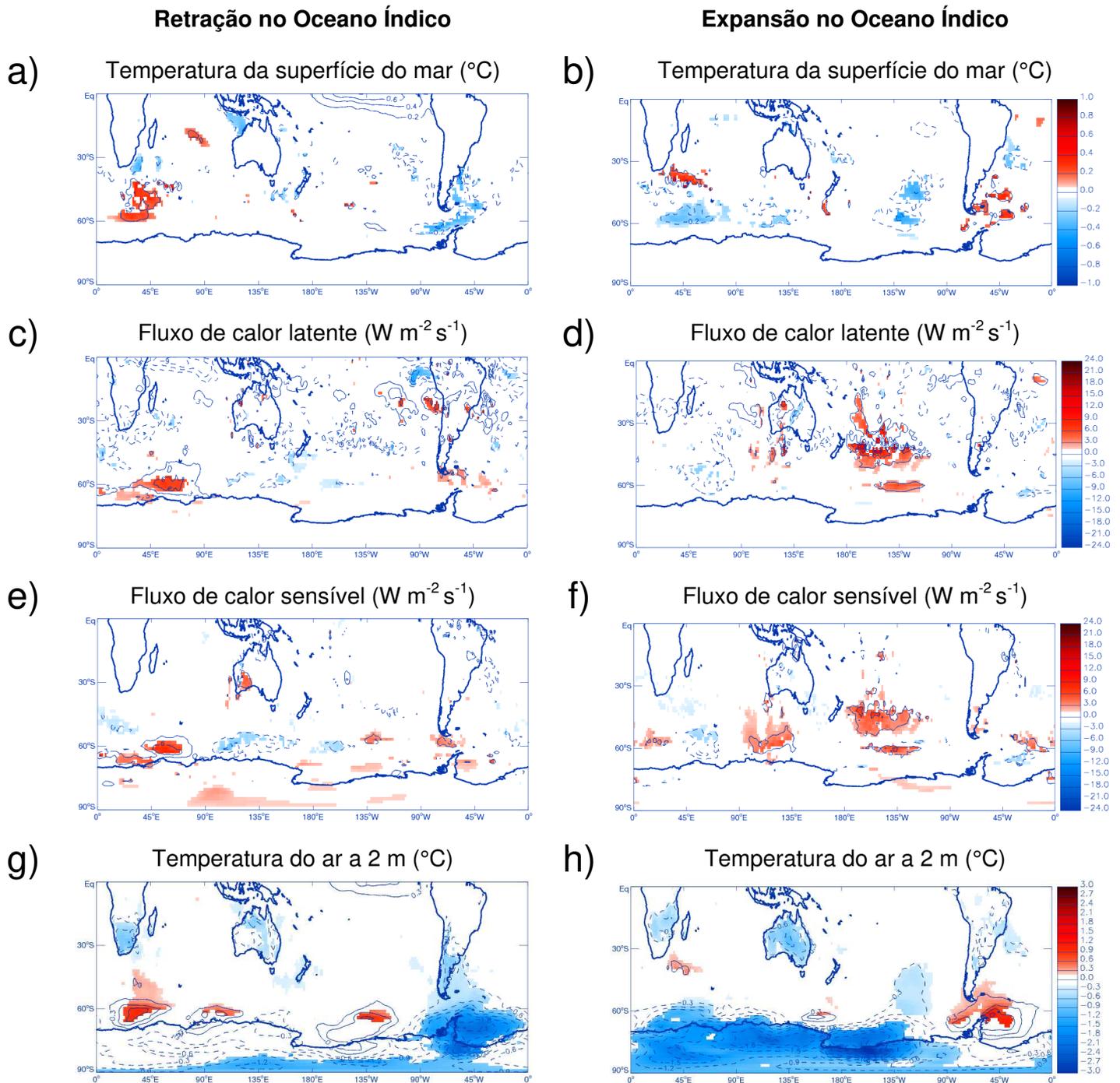


Figura 6.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar (°C), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($W m^{-2} s^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m (°C), (i, j) vento meridional a 10 m ($m s^{-1}$), (k, l) vento zonal a 10 m ($m s^{-1}$), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$), (s, t) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do Oceano Índico. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

Retração no Oceano Índico

Expansão no Oceano Índico

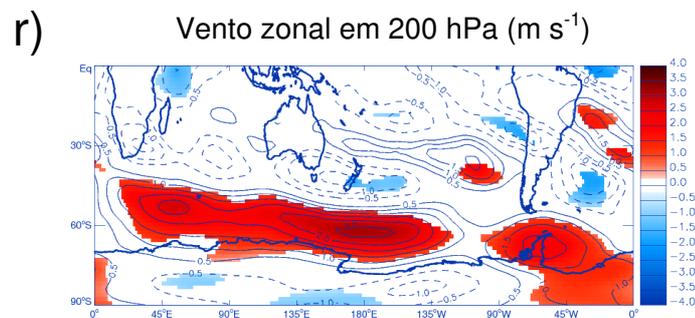
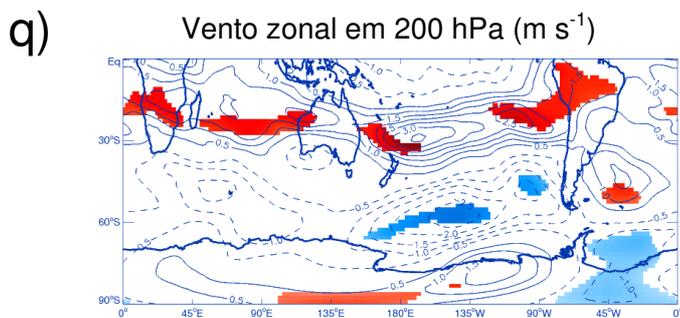
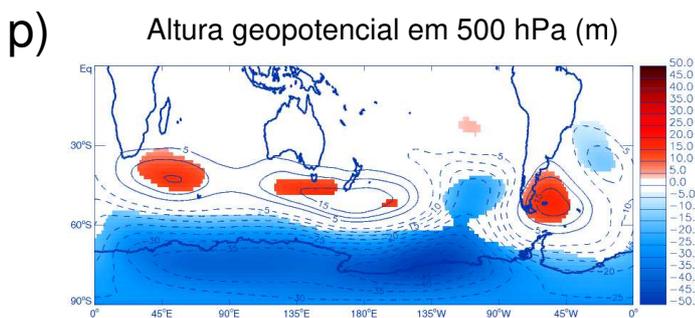
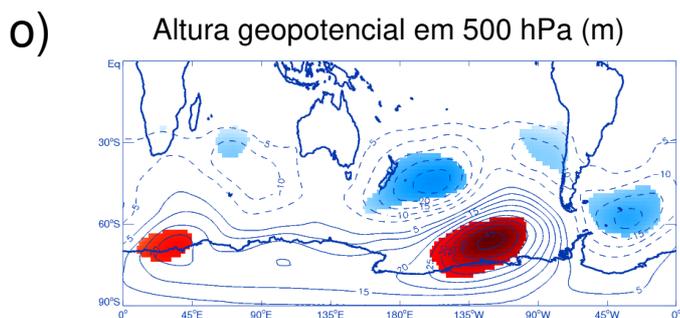
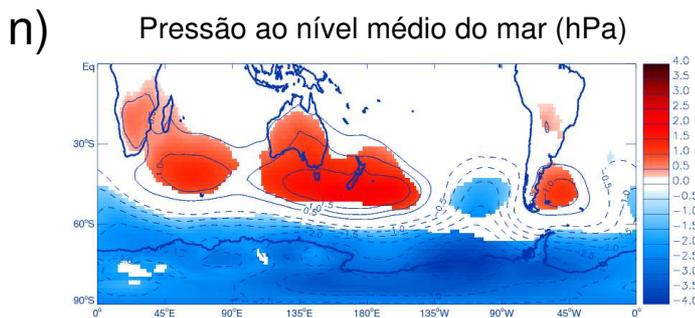
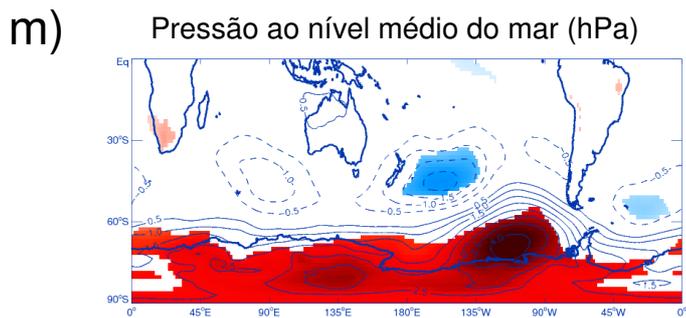
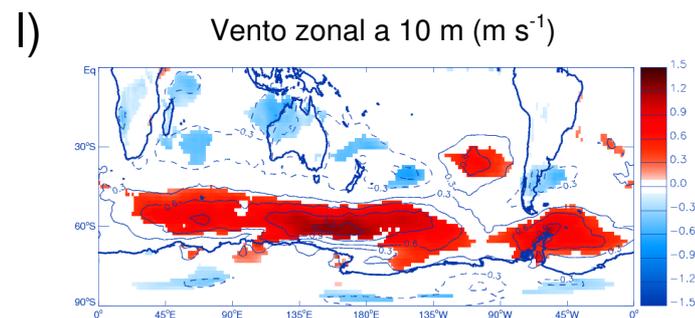
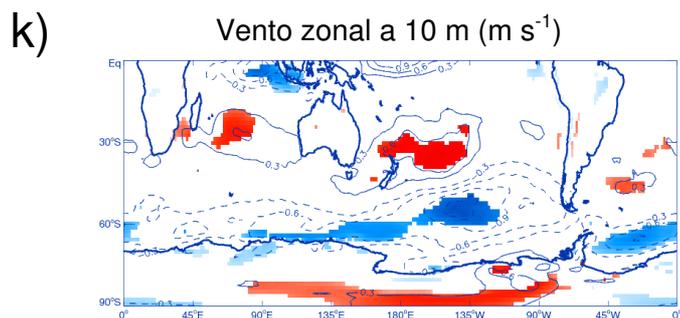
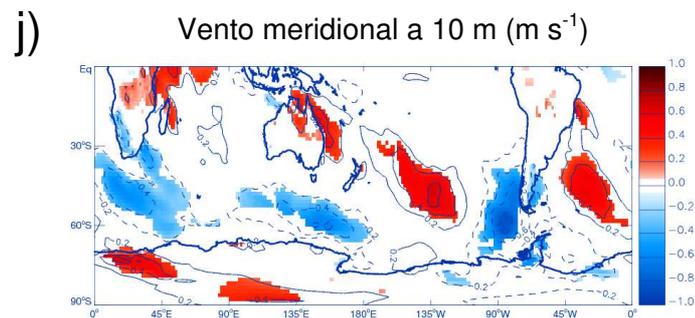
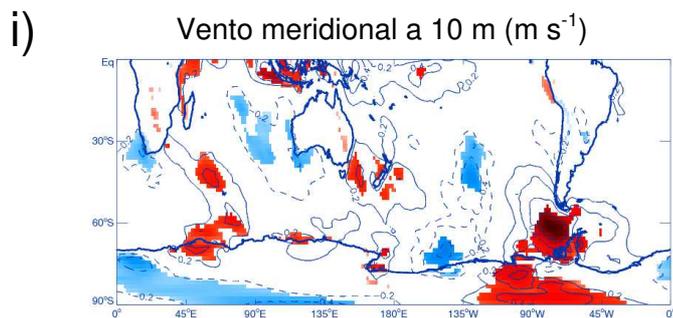


Figura 6.1. Continuação.

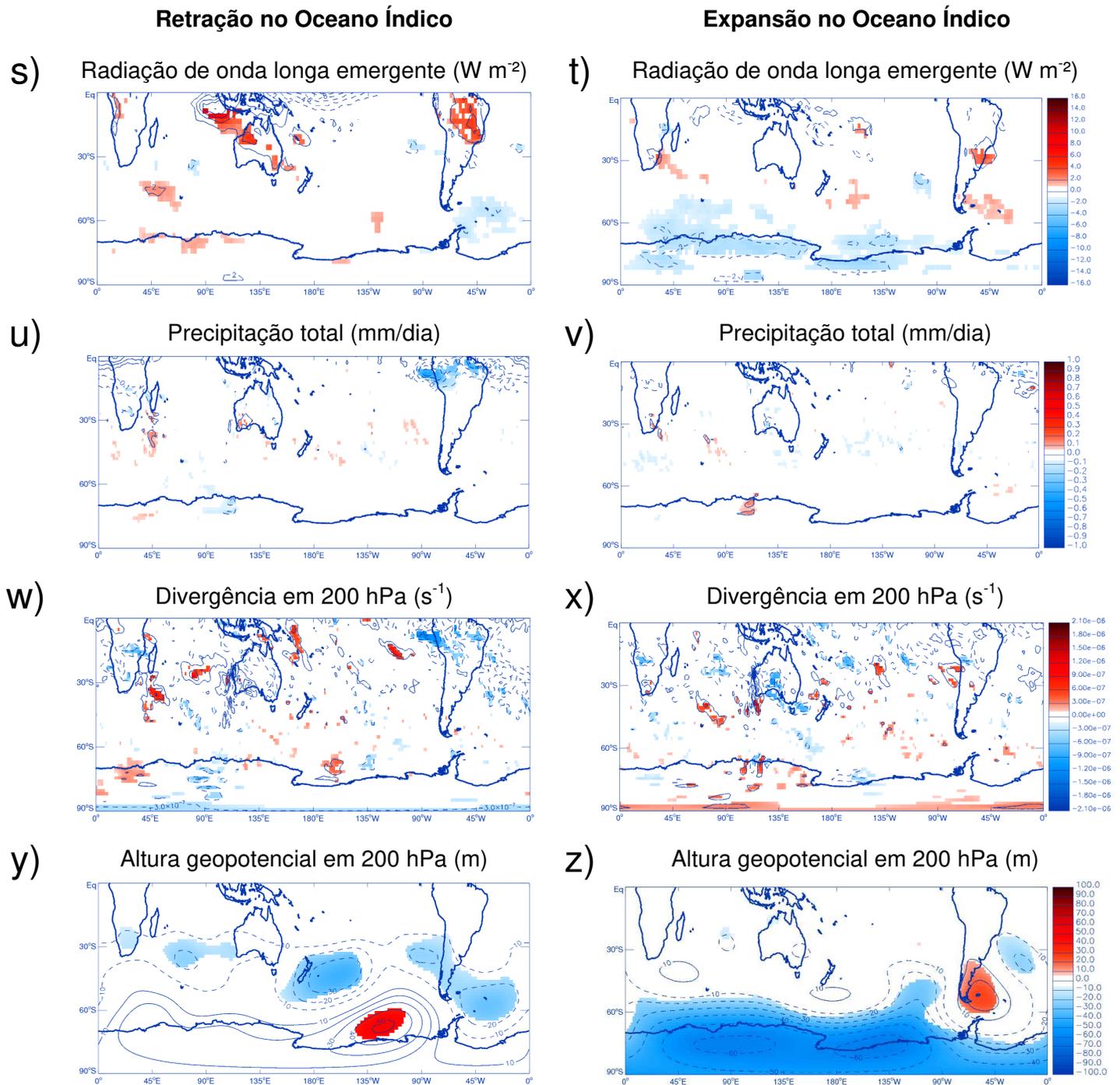


Figura 6.1. Continuação.

6.1.2 Células de circulação meridional

Na **Figura 6.2** são apresentadas as seções verticais das anomalias de velocidade vertical média nos setores do Pacífico Sudeste e do Atlântico Sul durante os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico.

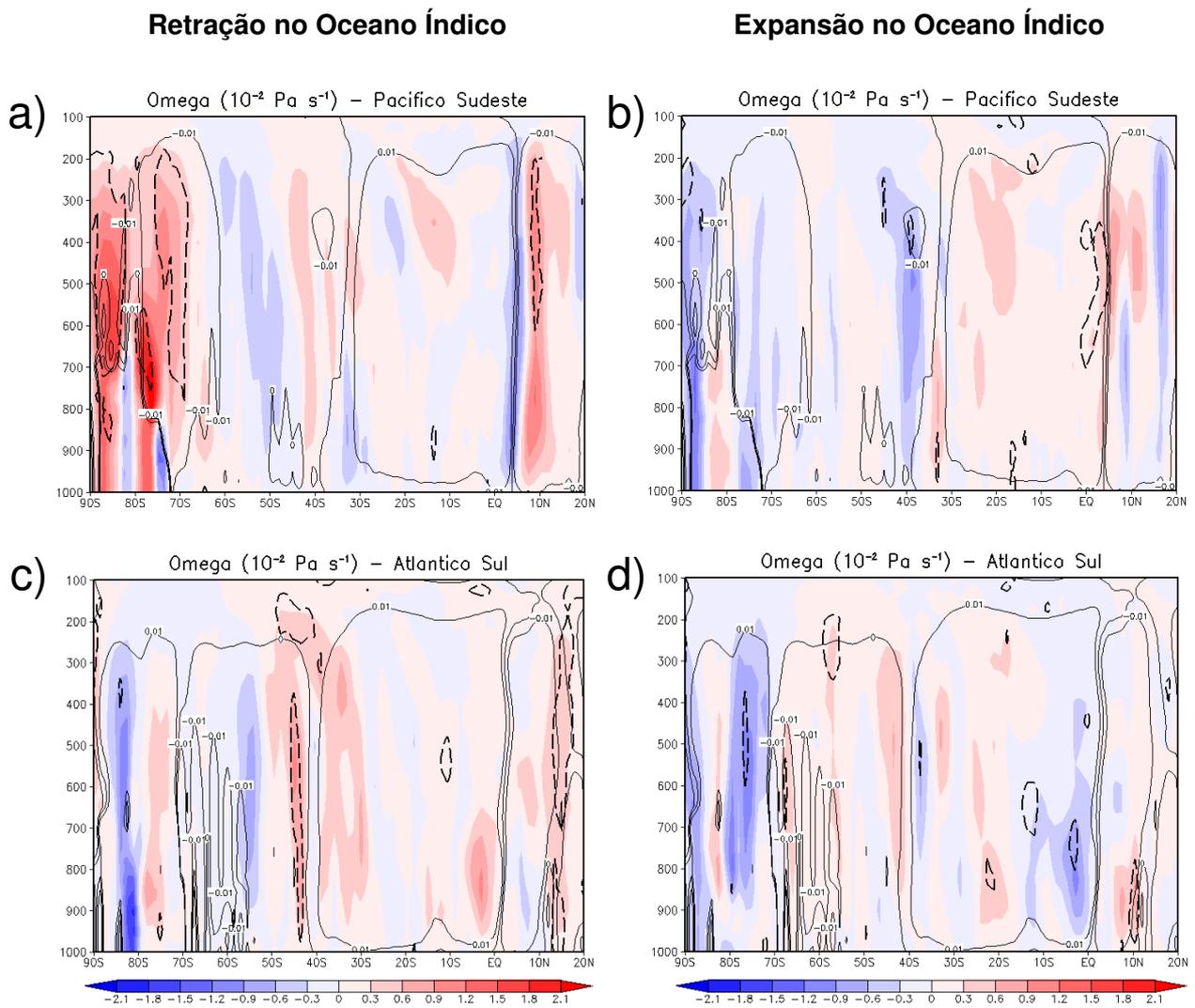


Figura 6.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (ω , $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^\circ \text{ W} - 80^\circ \text{ W}$) e (c, d) do Atlântico Sul (80° W a 10° E) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do Oceano Índico. As anomalias negativas (azul) e positivas (vermelho) são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

Em eventos extremos de retração (expansão) de gelo marinho há um fortalecimento (enfraquecimento) do ramo descendente da Célula Polar regional nas altas latitudes do setor do Pacífico Sudeste [**Figura 6.2a (6.2b)**], associado a uma circulação anticiclônica (cyclônica) em toda a troposfera [**Figuras 6.1m, 6.1o, 6.5e (6.1n, 6.1p, 6.5f)**]. Somente em eventos extremos de retração há um enfraquecimento do ramo ascendente da Célula de Hadley regional entre aproximadamente 10° N e 20° N no setor do Atlântico Sul, bem como do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional em torno de 45° S (**Figura 6.2c**).

6.1.3 Bloqueios atmosféricos

A frequência sazonal de eventos de bloqueio e as anomalias interanuais de gelo marinho no setor do Oceano Índico possui correlação negativa com significância estatística em 60° S no setor do Pacífico Sudoeste ($r = -0,339$ e $\alpha < 5\%$) e em 48° S no setor do Pacífico Sudeste ($r = -0,291$ e $\alpha < 10\%$) (**Apêndice A.10**). Há correlação com significância estatística entre os eventos extremos de retração de gelo marinho e a frequência sazonal de eventos de bloqueio em 60° S no setor do Pacífico Sudoeste ($r = +0,629$ e $\alpha < 10\%$) e no setor do Pacífico Sudeste em 42° S ($r = -0,638$ e $\alpha < 10\%$), 54° S ($r = +0,654$ e $\alpha < 10\%$) e 60° S ($r = +0,801$ e $\alpha < 5\%$) (**Apêndice A.11**).

Por outro lado, eventos extremos de expansão de gelo marinho e a frequência sazonal de eventos de bloqueio apresentam correlação negativa com significância estatística em 60° S no setor do Pacífico Sudoeste ($r = -0,630$ e $\alpha < 10\%$) e em 54° S no setor do Pacífico Sudeste ($r = -0,816$ e $\alpha < 1\%$) (**Apêndice A.12**). Portanto, quanto mais intenso o evento extremo de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico, menor (maior) será a frequência de eventos de bloqueio nos setores do Pacífico Sudoeste e Sudeste (Sudeste) nas latitudes maiores (menores). Por outro lado, quanto mais intenso o evento extremo de expansão de gelo marinho, menor será a frequência sazonal de eventos de bloqueio nos setores do Pacífico Sudoeste e Sudeste.

Na **Figura 6.3** são apresentados os gráficos de diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico e a frequência climatológica de inverno austral. Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho, com as anomalias quentes de TSM posicionadas no centro-oeste do setor do Oceano Índico (**Figura 6.1a**), existe um

aumento na frequência de eventos de bloqueio somente em 42° S (**Figura 6.3a**). Na costa sul e sudeste da América do Sul há anomalias frias de TSM, contudo há predomínio de aumento na frequência nas bandas de latitudes.

Por outro lado, em eventos extremos de expansão de gelo marinho as anomalias frias de TSM no setor Oceano Índico (**Figura 6.1b**) são mais abrangentes longitudinalmente que as anomalias durante os eventos extremos de retração (**Figura 6.1a**). Há redução na frequência em 42° S e 48° S, além de intervalo total (**Figura 6.3b**). Da mesma forma, há anomalias frias de TSM no Pacífico Sul centro-leste, entre 35° e 69° S, e predomínio de redução na frequência em 48° S, 60° S e 66° S, além de intervalo total. Na costa sudeste da América do Sul as anomalias de TSM são quentes, contudo há predomínio de redução na frequência de eventos de bloqueio em todas as bandas de latitudes e no intervalo total.

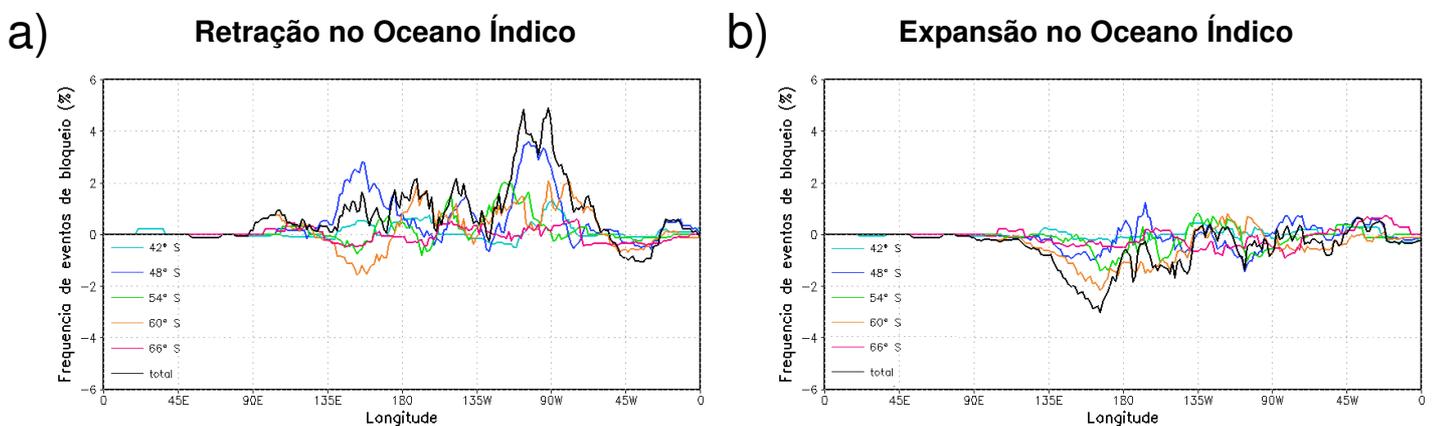


Figura 6.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013). O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

6.1.4 Densidade de ciclones

Em eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico há anomalias negativas de densidade de ciclones junto à costa da Antártica, ao sul de 60° S (**Figura 6.4a**), que é uma região de anomalias anticiclônicas com estrutura barotrópica equivalente (**Figuras 6.1m, 6.1o, 6.1y**) e jato polar enfraquecido (**Figura 6.1q**). Por outro lado, há aumento na densidade nas latitudes médias, associado ao aumento na frequência de eventos de bloqueio em 42° S (**Figura 6.2a**) e às anomalias ciclônicas na troposfera.

Durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho podemos observar um padrão inverso, com aumento na densidade de ciclones junto ao continente antártico e redução nas latitudes médias (**Figura 6.4b**). Esse padrão está associado com anomalias ciclônicas em altas latitudes (**Figuras 6.1n, 6.1p, 6.1z**), além de um jato polar fortalecido (**Figura 6.1r**) e anomalias anticiclônicas nas latitudes médias. Estudos mostram que o cinturão circumpolar de baixas pressões é deslocado para norte durante a fase negativa da AAO em relação às fases neutras e positivas, sugerindo que esta ocorrência está associada com o deslocamento em direção ao equador do jato subtropical (CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005; REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009).

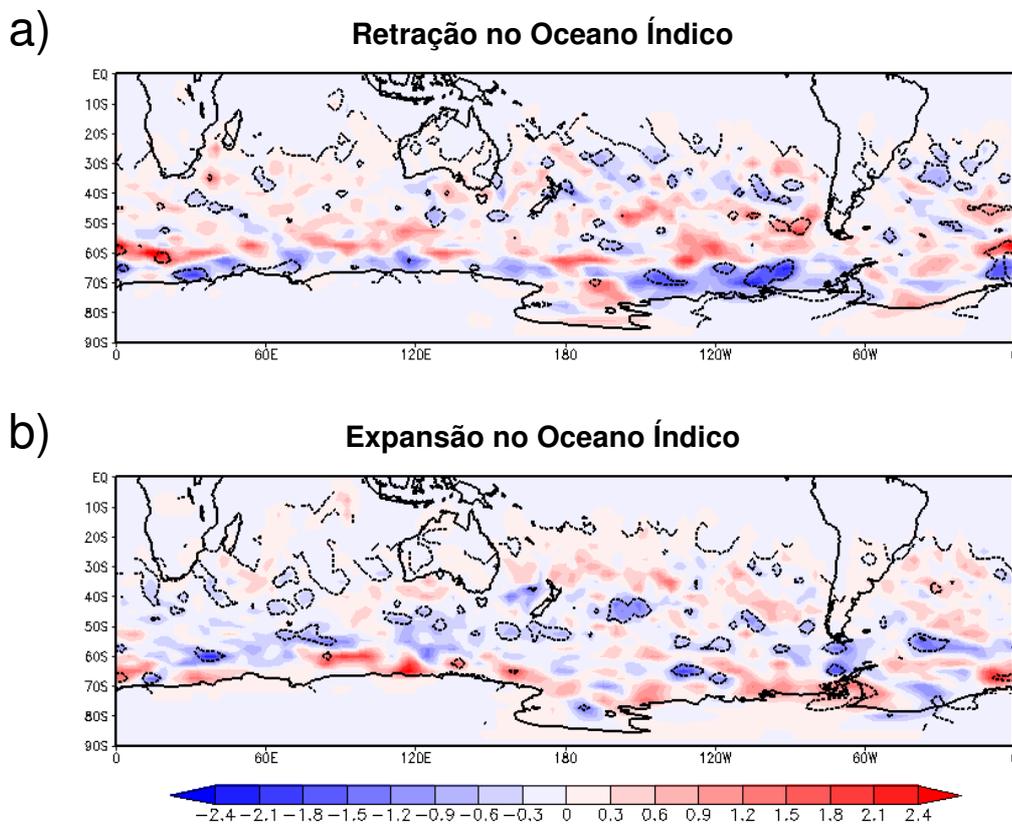


Figura 6.4. Anomalia de densidade de ciclones durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2013. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

6.1.5 ENSO e AAO

Eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico possuem correlação com significância estatística com as anomalias de TSM nas regiões do Niño 3 ($r = +0,680$), Niño 3.4 ($r = +0,699$) e Niño 4 ($r = +0,669$) (**Apêndice B.4**). Do total de 8 eventos extremos de retração de gelo marinho, 5 ocorrem durante a fase negativa da AAO (**Tabela 6.1**). Dentre esses eventos, 2 são combinados com El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4, 1 com La Niña no Niño 1+2 e Niño 3 e 1 com La Niña no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4. Eventos extremos de retração também ocorrem durante El Niño no Niño 1+2 e em ano Neutro. Existe exatamente o mesmo número de eventos de El Niño de intensidade fraca, moderada e forte, enquanto domina eventos de La Niña de intensidade moderada (**Figura 6.5a**). Dos 4 eventos de El Niño, 2 são classificados como El Niño-Pacífico Central e 1 como El Niño-Pacífico Leste (*cf.* **Tabela 2.2**).

Por outro lado, eventos extremos de expansão de gelo marinho possuem correlação com significância estatística somente com o índice AAO interanual, de +0,615 (**Apêndice B.4**). Dos 9 eventos extremos de expansão, 5 ocorrem durante La Niña no Niño 1+2. Dentre esses eventos, 1 é combinado com La Niña no Niño 3, Niño 3.4 e fase positiva da AAO, 1 combinado com La Niña no Niño 4 e fase positiva da AAO, 1 combinado com La Niña no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 e 1 combinado com La Niña no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 e fase positiva da AAO. Eventos extremos de expansão também ocorrem durante El Niño em todas as regiões do Niño. Assim como em eventos extremos de retração, existe exatamente o mesmo número de eventos de El Niño de intensidade fraca, moderada e forte, enquanto domina eventos de La Niña de intensidade moderada (**Figura 6.5b**). Dos eventos de El Niño, 2 são classificados como El Niño-Pacífico Central e 1 como El Niño-Pacífico Leste (*cf.* **Tabela 2.2**).

Tabela 6.1 – Anos com eventos extremos de gelo marinho no setor do Oceano Índico durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 8 e 9, respectivamente.

	Retração	Expansão
NIÑO 1+2	1987, 1996, 1997, 2007	1982, 1985, 1989, 1993, 1999, 2006, 2010, 2013
NIÑO 3	1987, 1991, 1996, 1997, 2002, 2007	1982, 1985, 1999, 2006, 2010
NIÑO 3.4	1987, 1991, 1997, 2002, 2007	1982, 1985, 1999, 2004, 2010
NIÑO 4	1987, 1991, 1997, 2002	1989, 1999, 2004, 2006, 2010
AAO	1991, 1996, 2002, 2007, 2011	1985, 1989, 1993, 2010
Neutro	1986	

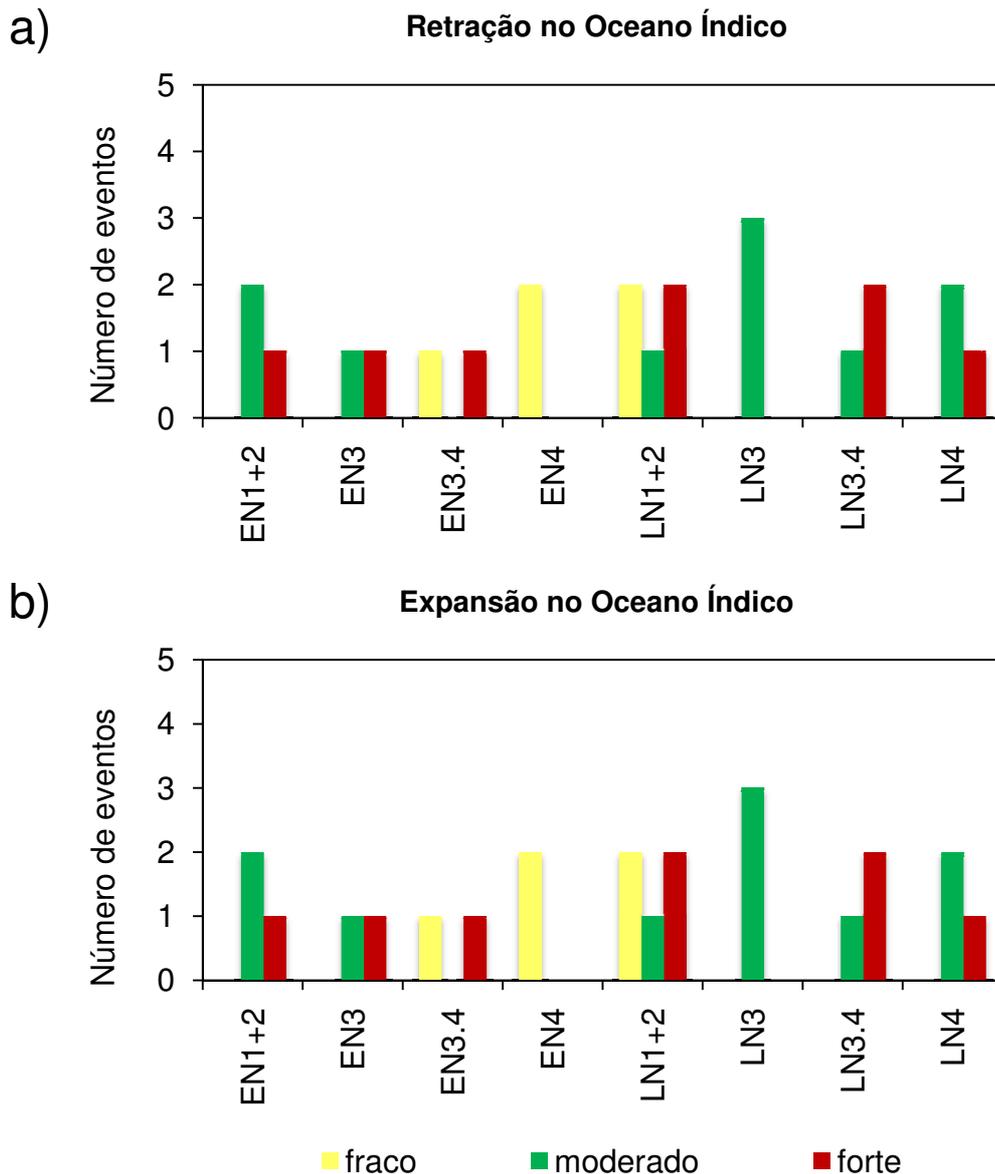


Figura 6.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade (fraca, moderada e forte) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico.

O padrão espacial de anomalias de TSM é bastante diversificado nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade durante os eventos extremos de gelo marinho no setor do Oceano Índico, de forma que o aquecimento neste setor e resfriamento na Passagem de Drake/Atlântico Sudoeste é o único padrão em comum entre todos os casos (**Figura 6.6 inferior**). O maior aumento na frequência de eventos de bloqueio no setor do Oceano Índico ocorre na fase negativa da AAO combinada com El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 (**Figura 6.6d superior**) em 42° S, com aumento de até +1%. Associado ao aquecimento da TSM no Pacífico Equatorial há convecção anômala no centro-oeste desta região, bem como no centro-sul da América do Sul, enquanto no norte do continente há supressão de

convecção (**Figura 6.7a**). Nas latitudes ao sul de 60° S há uma intensa crista anômala, enquanto nas latitudes entre 30° S e 60° S há um intenso cavado anômalo (**Figura 6.7c**). Desta forma, há um enfraquecimento do jato polar centrado em torno de 60° S (**Figura 6.7e**). Esse padrão é semelhante ao observado por Fogt et al. (2010) e Oliveira (2011).

O padrão espacial de anomalias de TSM durante os eventos extremos de expansão nas diferentes fases no ENOS, AAO e neutralidade é de resfriamento no setor do Oceano Índico e Pacífico Sul central e aquecimento no Atlântico Sul (**Figuras 6.8a, 6.8b, 6.8d, 6.8e, 6.8i inferior**). A exceção é nos eventos durante El Niño (**Figuras 6.8c, 6.8f, 6.8g, 6.8h, 6.8j inferior**), em que há aquecimento no Pacífico Sudoeste e resfriamento no Pacífico Sul centro-leste. A maior redução na frequência de eventos de bloqueio no Pacífico Sul central ocorre durante a fase positiva da AAO (**Figura 6.8b superior**) em todas as bandas de latitudes (com exceção de 42° S), com redução de até -6% no intervalo total. Associado às anomalias frias de TSM no Pacífico Equatorial, de fraca intensidade e com pouca significância estatística, há supressão de convecção no Pacífico Equatorial centro-oeste (**Figura 6.9a**). No nordeste do Brasil há convecção anômala, enquanto no centro-sul da América do Sul há supressão de convecção. Ao sul de 60° S há predomínio de anomalias negativas de ROLE, justamente na região de intenso cavado anômalo (**Figura 6.9c**). Nas latitudes médias há uma crista anômala. O jato polar é intensificado em torno de 60° S em todo o Oceano Austral (**Figura 6.9e**). Essa configuração anômala é típica de fase positiva da AAO (KIDSON, 1988; KIDSON; WATTERSON, 1999; THOMPSON; WALLACE, 2000; RENWICK, 2002; MARSHALL, 2003).

Por outro lado, o maior aumento na frequência de eventos de bloqueio no Atlântico Sul ocorre em El Niño no Niño 4 (**Figura 6.8g superior**) e Niño 3.4 (**Figura 6.8h superior**) em todas as bandas de latitudes (exceção de 54° S), com aumento de até +3,5% no intervalo total em ambos os casos. O padrão espacial anômalo é muito semelhante em El Niño no Niño 4 e Niño 3.4 (**Figura 6.9**). Há convecção anômala no Pacífico Equatorial centro-oeste (**Figuras 6.9b, 6.9c**), associada às anomalias quentes de TSM (**Figuras 6.9g, 6.9h**), bem como supressão de convecção no Pacífico Equatorial Leste. Essa configuração indica que o ramo ascendente da Célula de Walker se dá no Pacífico Equatorial Oeste, enquanto o ramo descendente se dá no Pacífico Equatorial Leste. No sul da América do Sul há convecção anômala, enquanto no extremo sul do continente, regiões sudeste, centro-oeste, parte do norte e nordeste do Brasil há supressão de convecção. Há anomalias negativas de altura em 500 hPa sobre todo o continente antártico e Oceano Austral, com exceção das anomalias positivas no Pacífico Sul centro-leste, sudoeste do Atlântico Sul e sul da América do Sul (**Figuras 6.9d, 6.9e**). Desta forma, há um enfraquecimento do jato polar no Pacífico Sudeste e sul da América do Sul, enquanto ao sul há fortalecimento (**Figuras 6.9f, 6.9g**).

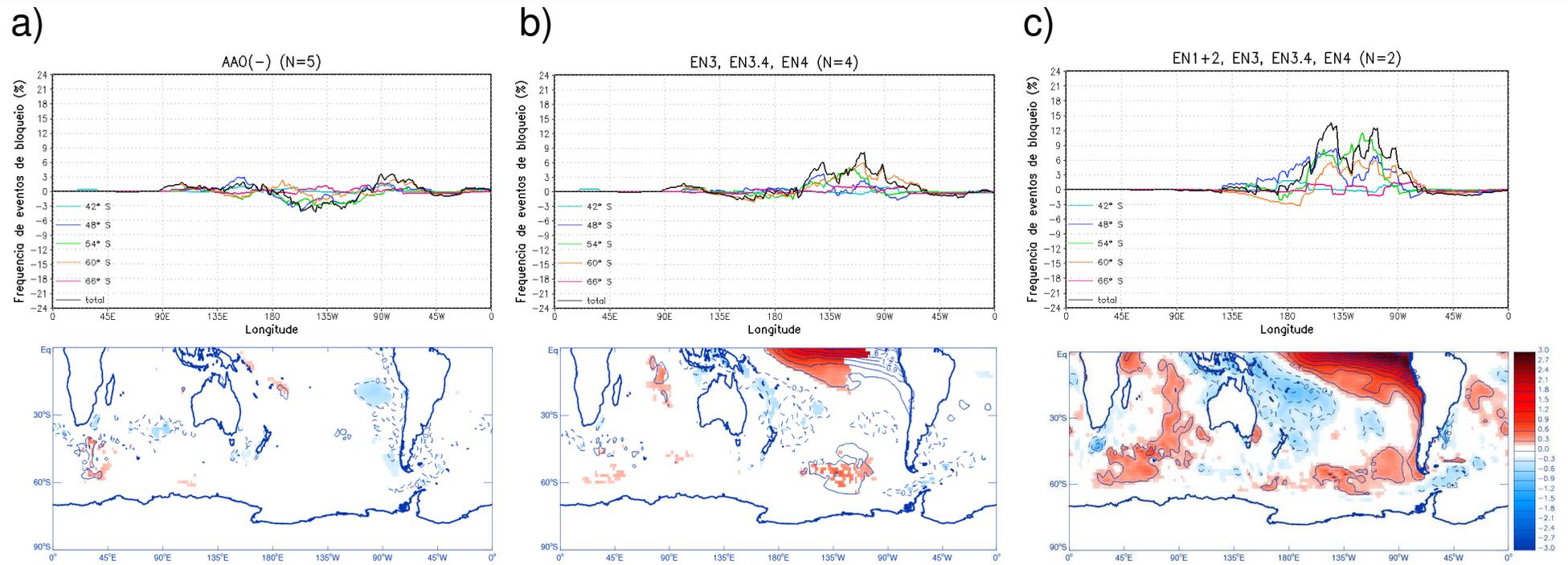


Figura 6.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) (coluna da esquerda) e composições de anomalias interanuais de temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade. N é o número de eventos independentes.

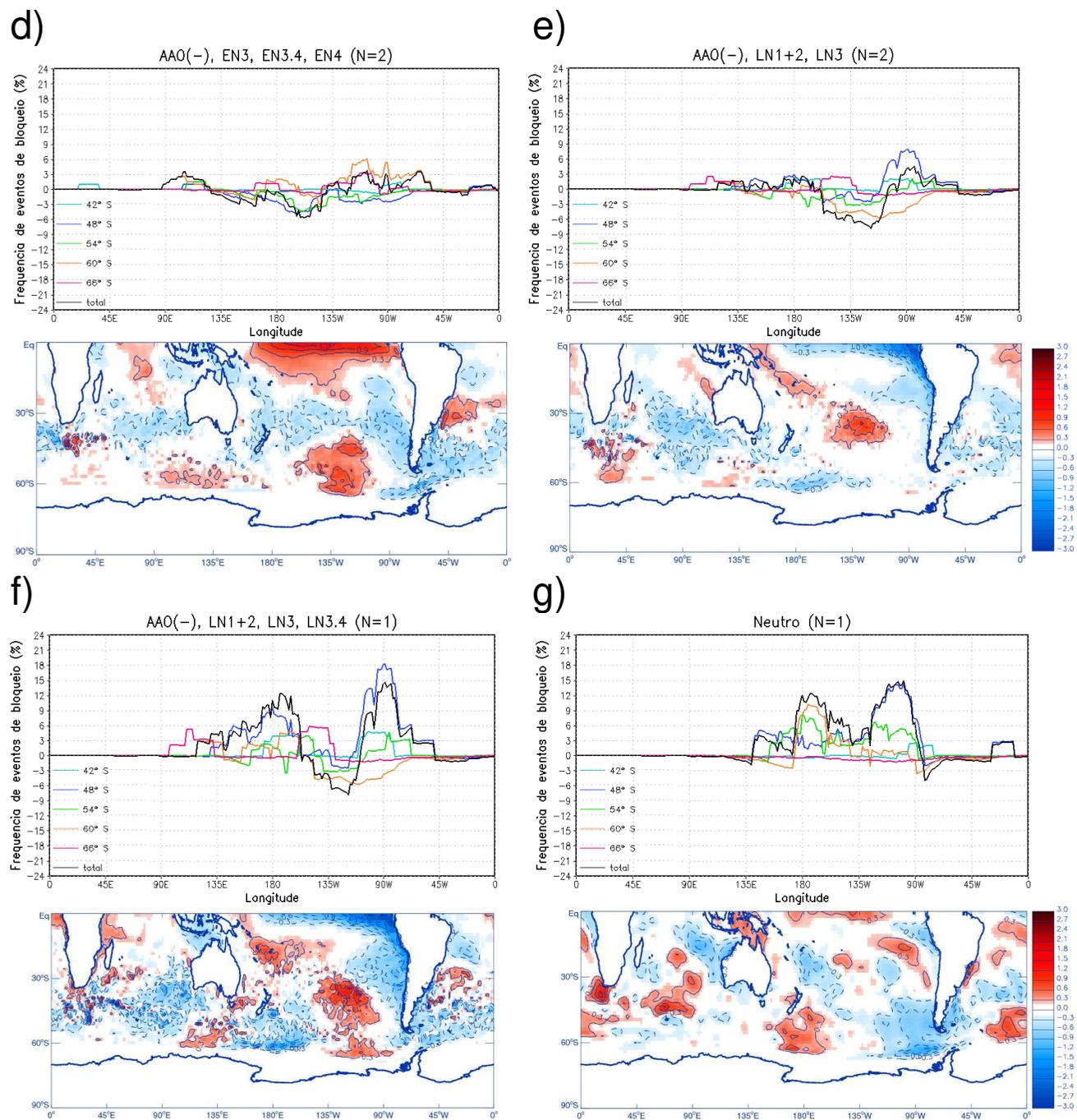


Figura 6.6. Continuação.

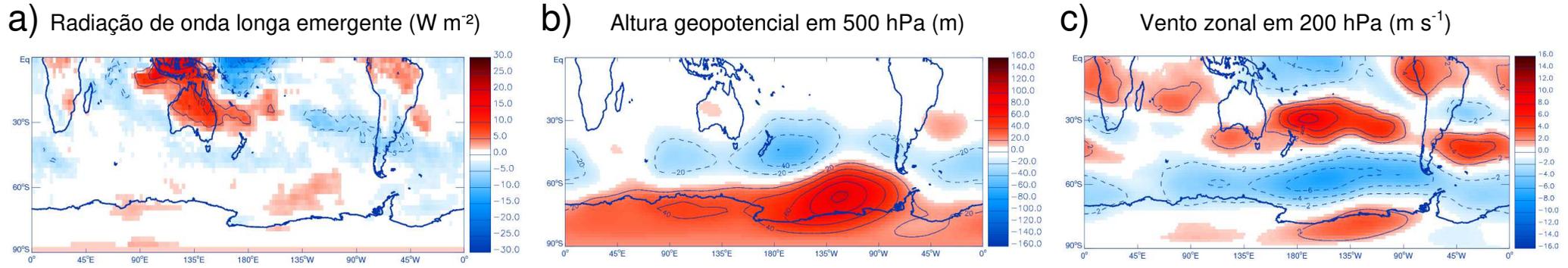


Figura 6.7. Composições de anomalias interanuais de (a) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (c) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico na fase negativa da AAO combinada com El Niño na região do Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). N é o número de eventos independentes.

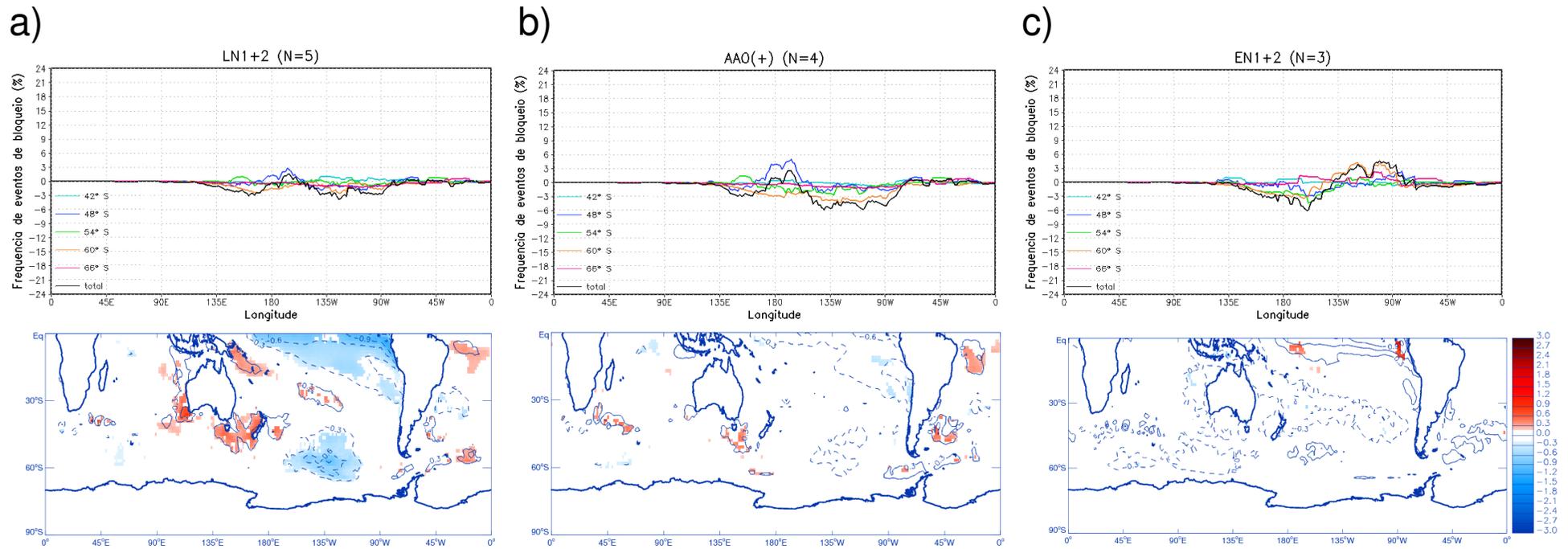


Figura 6.8. Similar à Figura 6.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade.

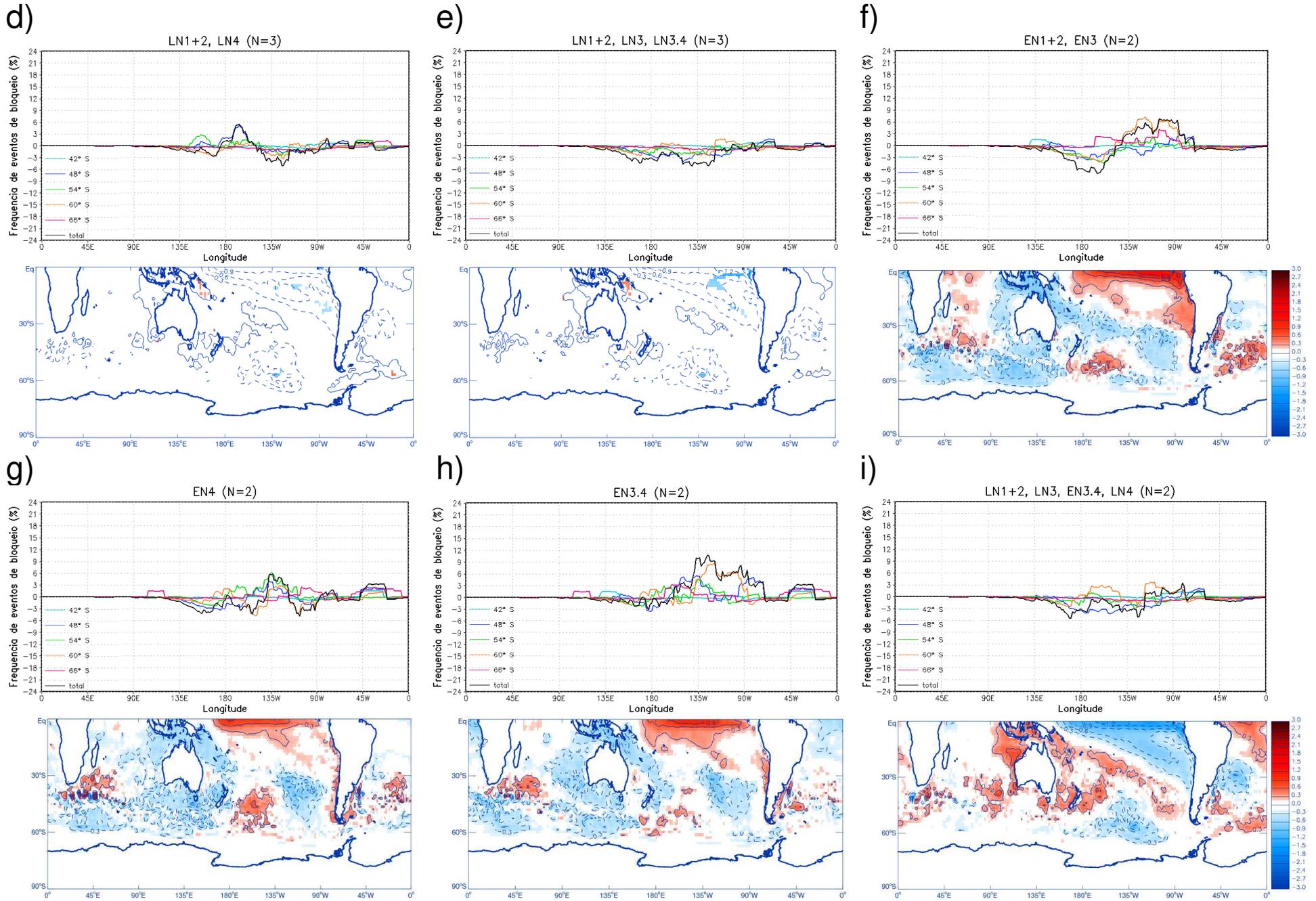


Figura 6.8. Continuação.

j)

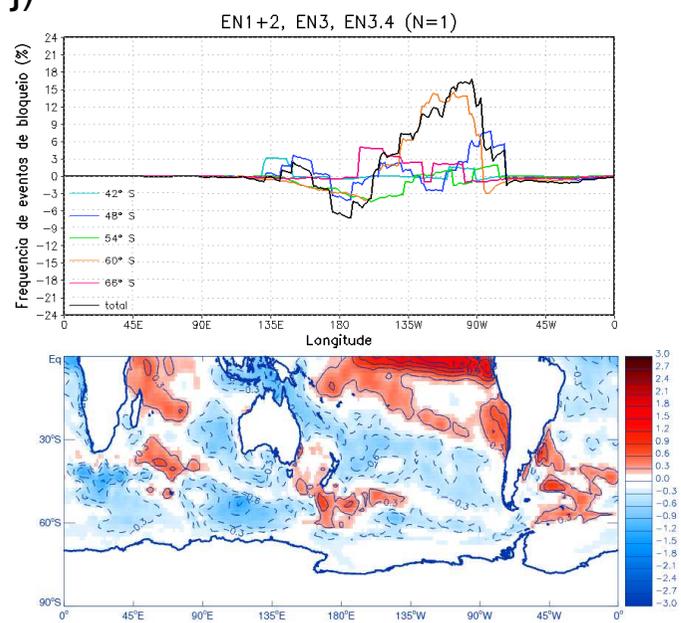


Figura 6.8. Continuação.

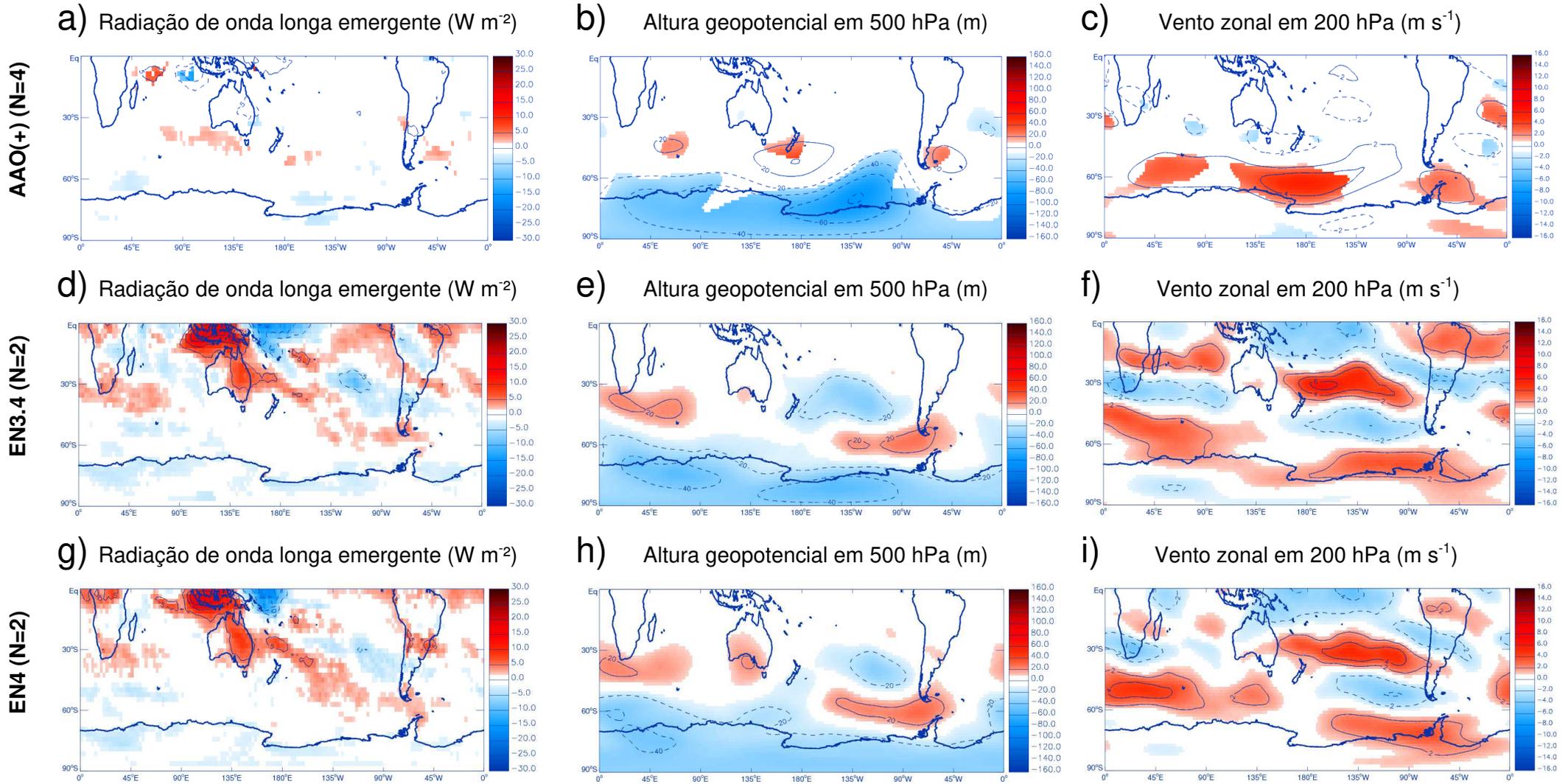


Figura 6.9. Similar à Figura 6.7, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico na fase positiva da AAO (linha superior), eventos de El Niño na região do Niño 3.4 (linha central) e evento de El Niño na região do Niño 4 (linha inferior).

CAPÍTULO 7

Setor do Oceano Pacífico Oeste

7.1 Eventos extremos interanuais de gelo marinho

7.1.1 Variações interanuais na circulação atmosférica, TSM, fluxos de calor em superfície e atividade convectiva tropical

Em eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste (**Figura 7.1 - coluna da esquerda**) as anomalias interanuais dos campos atmosféricos e de superfície são fracas e com pouca significância estatística. As anomalias de TSM são positivas neste setor, centradas em torno de 60° S (**Figura 7.1a**), reduzindo os gradientes meridionais de temperatura e pressão próximos à superfície. Isso resulta em um leve enfraquecimento do escoamento zonal de oeste (**Figura 7.1k**), bem como do jato polar (**Figura 7.1q**), enquanto o jato subtropical é fortalecido. A partir dos campos anômalos de altura em 500 (**Figura 7.1o**) e em 200 hPa (**Figura 7.1y**) podemos observar um padrão de anomalias zonais no Pacífico Sul com valores positivos centrados em torno de 60° S e negativos em 42° S. Há advecção quente nos setores do Oceano Pacífico Oeste e mar de Ross (**Figuras 7.1g, 7.1i**), associada à baixa pressão anômala em superfície centrada em torno de 60° S/90° E (**Figura 7.1m**). Existe resfriamento do extremo sul da América do Sul até as latitudes tropicais, associado a uma circulação anticiclônica no Pacífico Sudeste. Da mesma forma há resfriamento na Austrália/Nova Zelândia e sudeste da África, ao sul de cerca de 9° S, associado à advecção fria do setor do mar de Ross e Oceano Índico, respectivamente.

Por outro lado, durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste (**Figura 7.1 - coluna da direita**) as anomalias interanuais dos campos atmosférico e de superfície estão praticamente em fase oposta aos eventos extremos de retração, porém com maior intensidade, significância estatística e algumas diferenças espaciais. As anomalias negativas de altura em 500 hPa no sul do Pacífico Sul se estendem para o Pacífico Sudeste até cerca de 50° S (**Figura 7.1p**). Sobre a América do Sul há resfriamento entre 12° S e 42° S (**Figura 7.1h**) devido à advecção fria oriunda do sul do Atlântico Sul (**Figura 7.1j**), associada a uma alta pressão anômala ao nível médio do mar (**Figura 7.1n**). Da mesma forma há resfriamento na Austrália e no extremo sul da África, associado a uma anômala circulação anticiclônica ao nível médio do mar centrada em torno de 46° S/161° E e 17° S/26° E, respectivamente. As anomalias frias de temperatura do ar próximo à superfície na América do Sul nos eventos extremos de expansão de gelo marinho

no setor do Oceano Pacífico Oeste estão posicionadas mais a norte que as anomalias nos eventos extremos de retração.

Assim como observado nos eventos extremos de gelo marinho no setor do Oceano Índico, eventos extremos no setor do Oceano Pacífico Oeste não apresentam convecção anômala (**Figuras 7.1s, 7.1t**) no Pacífico Equatorial, bem como anomalias de TSM (**Figuras 7.1a, 7.1b**) com significância estatística. Durante os eventos extremos de retração de gelo marinho há supressão de convecção anômala sobre o norte da América do Sul (**Figura 7.1s**), com convergência em altos níveis (**Figura 7.1w**), o que resulta em anomalias negativas de precipitação (**Figura 7.1u**). Da mesma forma, no setor do Oceano Pacífico Oeste há supressão de convecção. Por outro lado, durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho há convecção anômala sobre o extremo oeste do Pacífico Equatorial, bem como anomalias negativas de ROLE sobre o setor do Oceano Pacífico Oeste (**Figura 7.1t**). Contudo, há uma região de divergência (**Figura 7.1x**) e anomalia anticiclônica (**Figura 7.1z**) no Pacífico Equatorial Leste. Sobre o noroeste da América do Sul há anomalias negativas de precipitação, enquanto no nordeste do continente há anomalias positivas (**Figura 7.1v**).

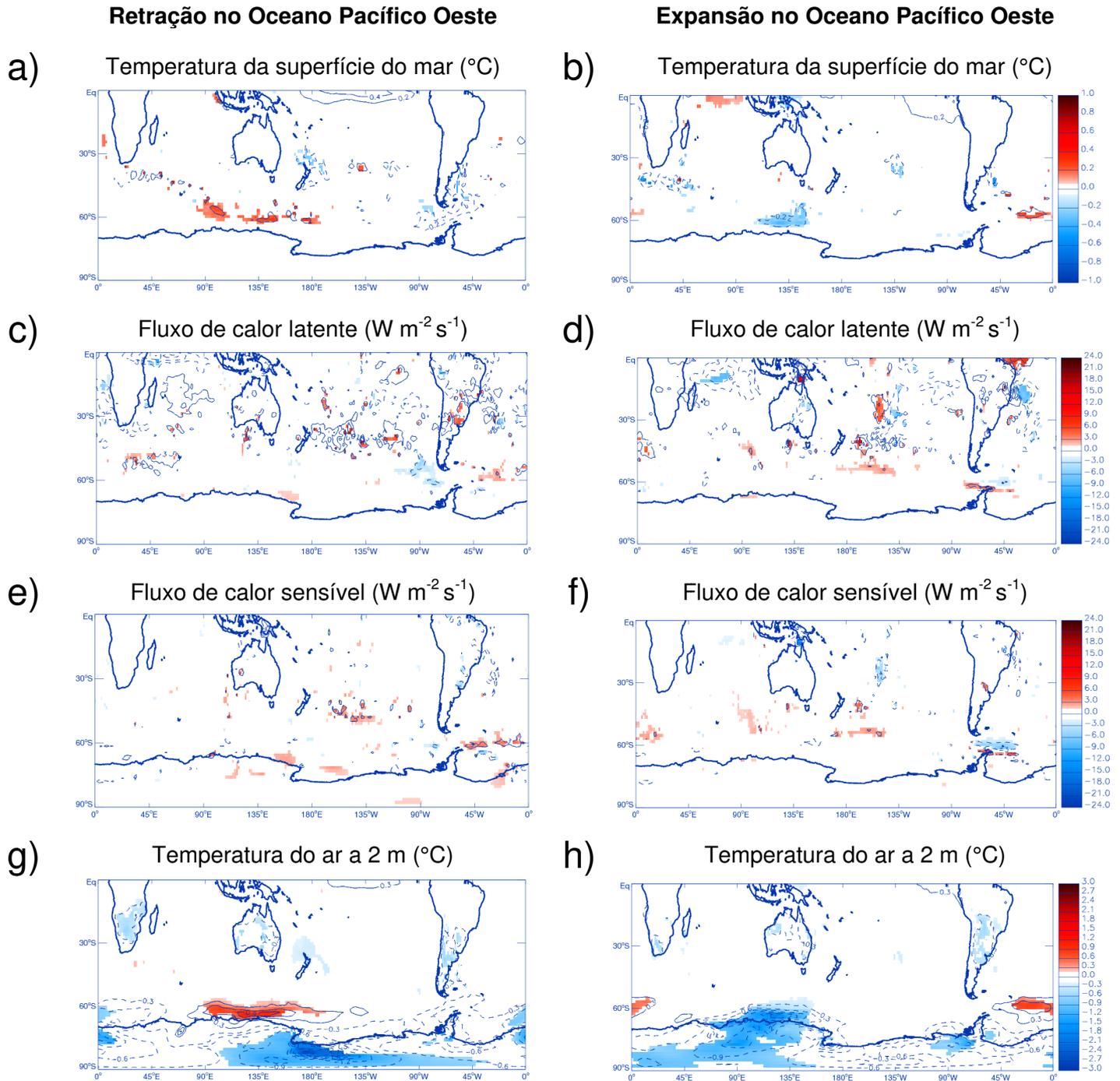


Figura 7.1. Composições de anomalias interanuais de (a, b) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), (c, d) fluxo de calor latente em superfície ($\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (e, f) fluxo de calor sensível em superfície ($\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (g, h) temperatura do ar a 2 m ($^{\circ}\text{C}$), (i, j) vento meridional a 10 m (m s^{-1}), (k, l) vento zonal a 10 m (m s^{-1}), (m, n) pressão ao nível médio do mar (hPa), (o, p) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (q, r) vento zonal em 200 hPa (m s^{-1}), (s, t) radiação de onda longa emergente (W m^{-2}), (u, v) precipitação total (mm/dia), (w, x) divergência em 200 hPa (s^{-1}) e (y, z) altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas). Áreas coloridas indicam a magnitude das anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente.

Retração no Oceano Pacífico Oeste

Expansão no Oceano Pacífico Oeste

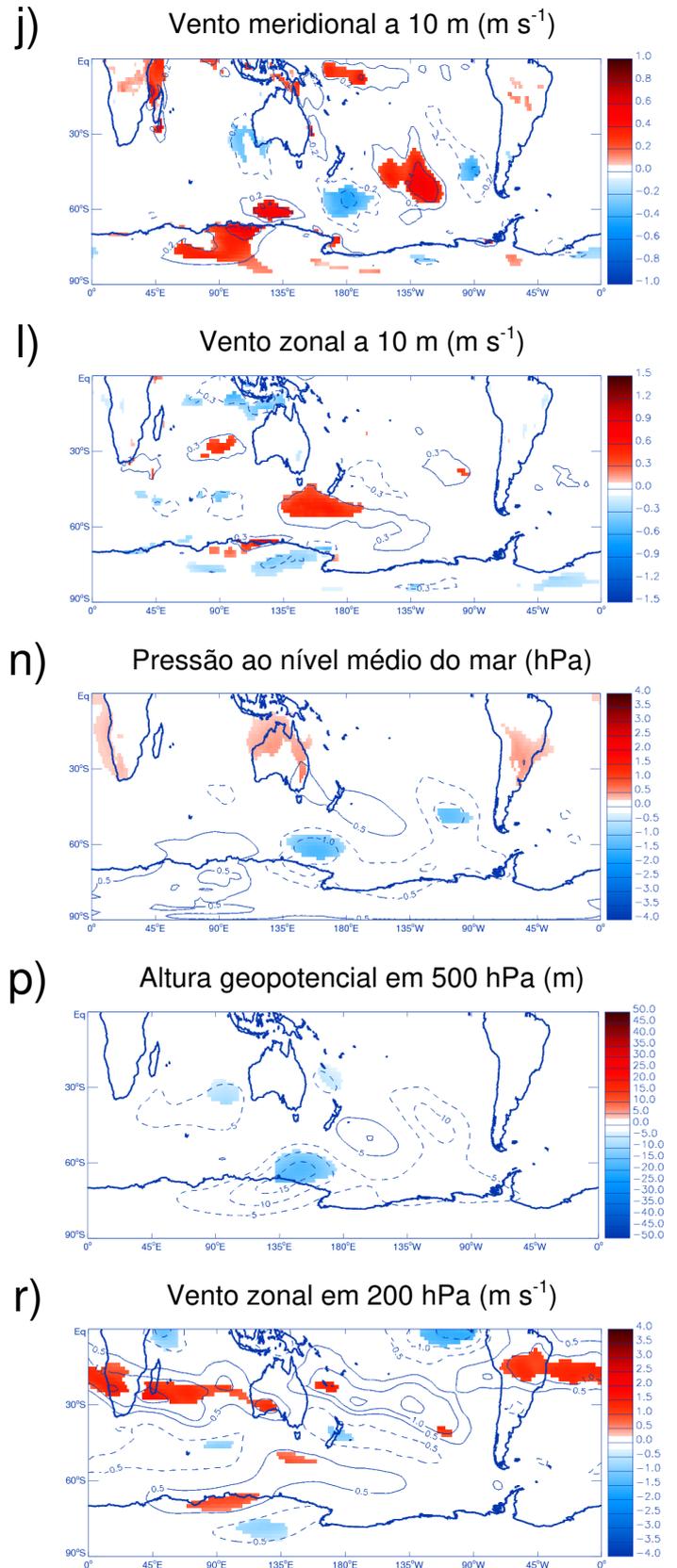
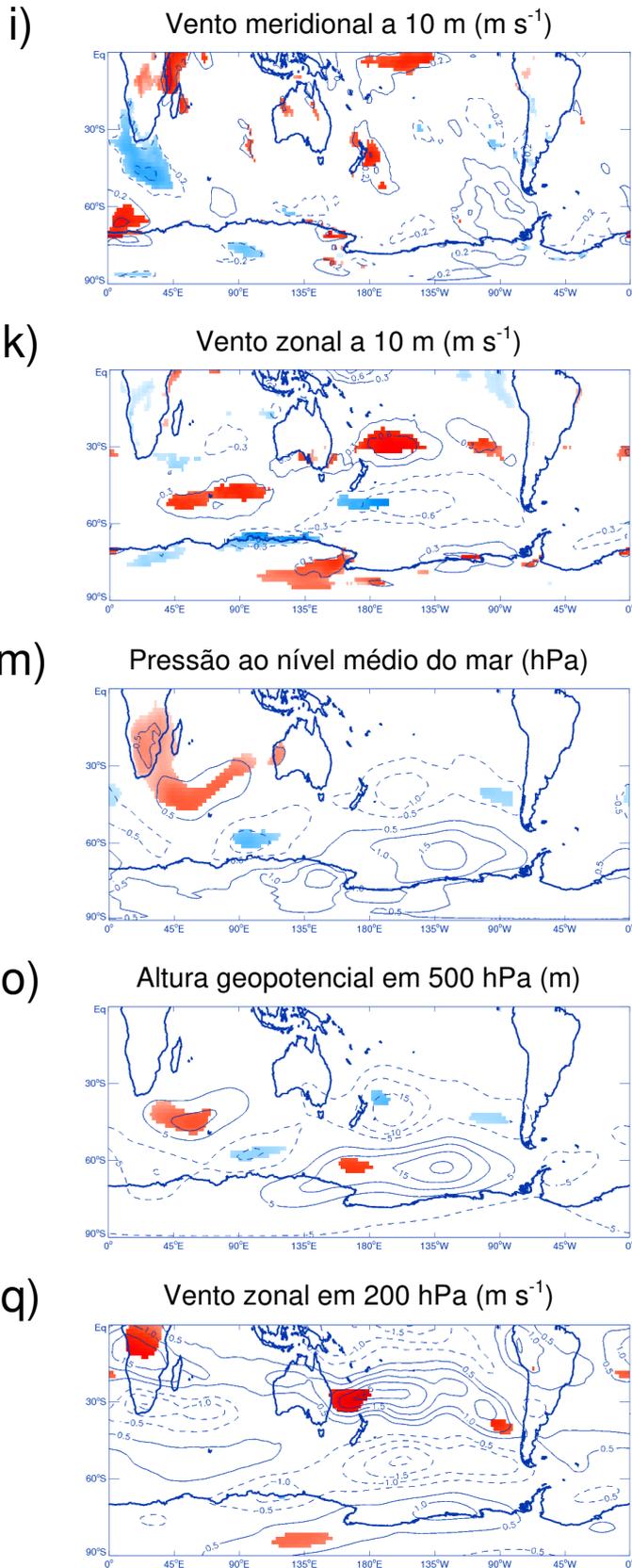


Figura 7.1. Continuação.

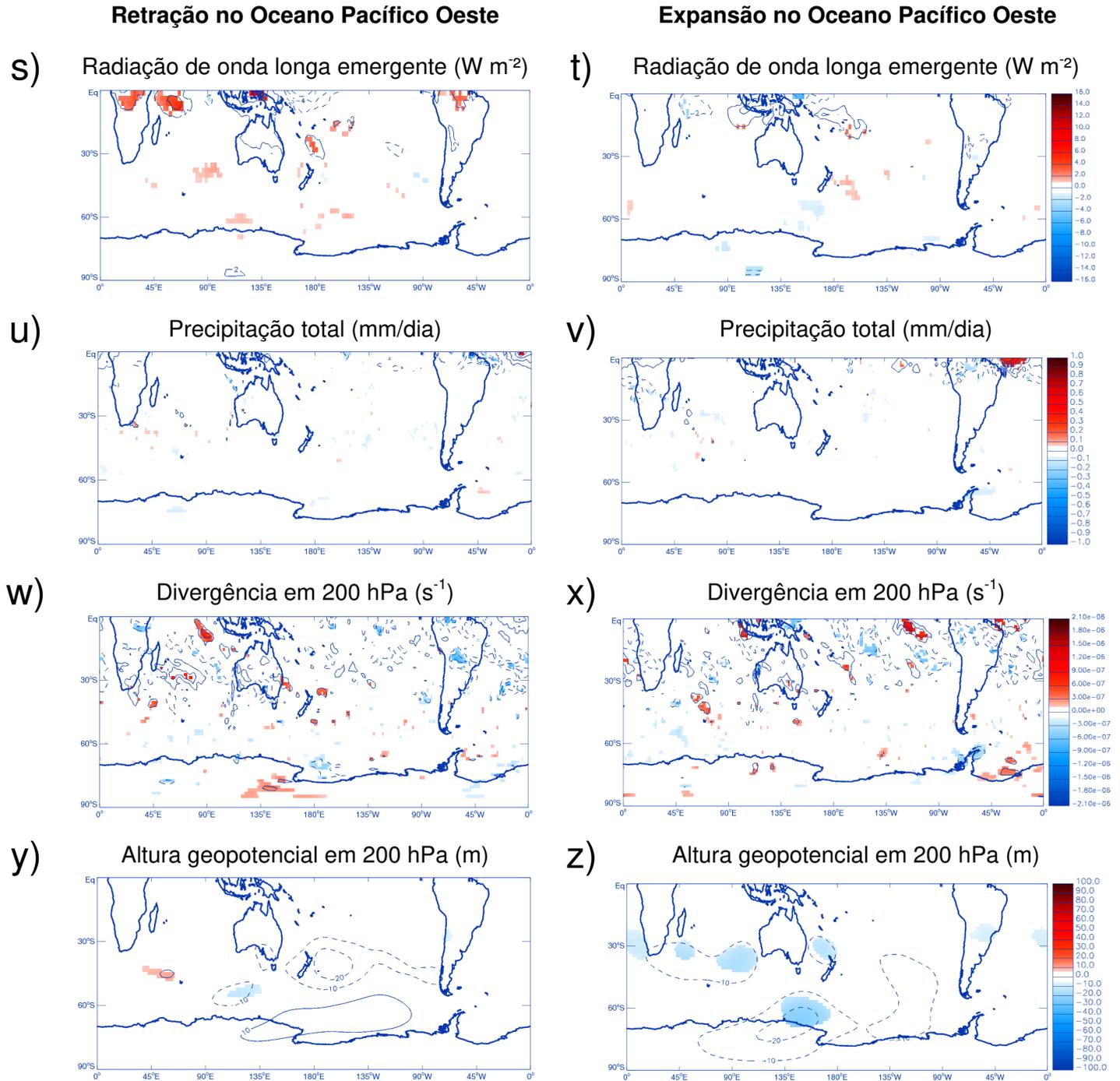


Figura 7.1. Continuação.

7.1.2 Células de circulação meridional

Na **Figura 7.2** são apresentadas as seções verticais das anomalias de velocidade vertical média nos setores do Pacífico Sudeste e do Atlântico Sul durante os eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste.

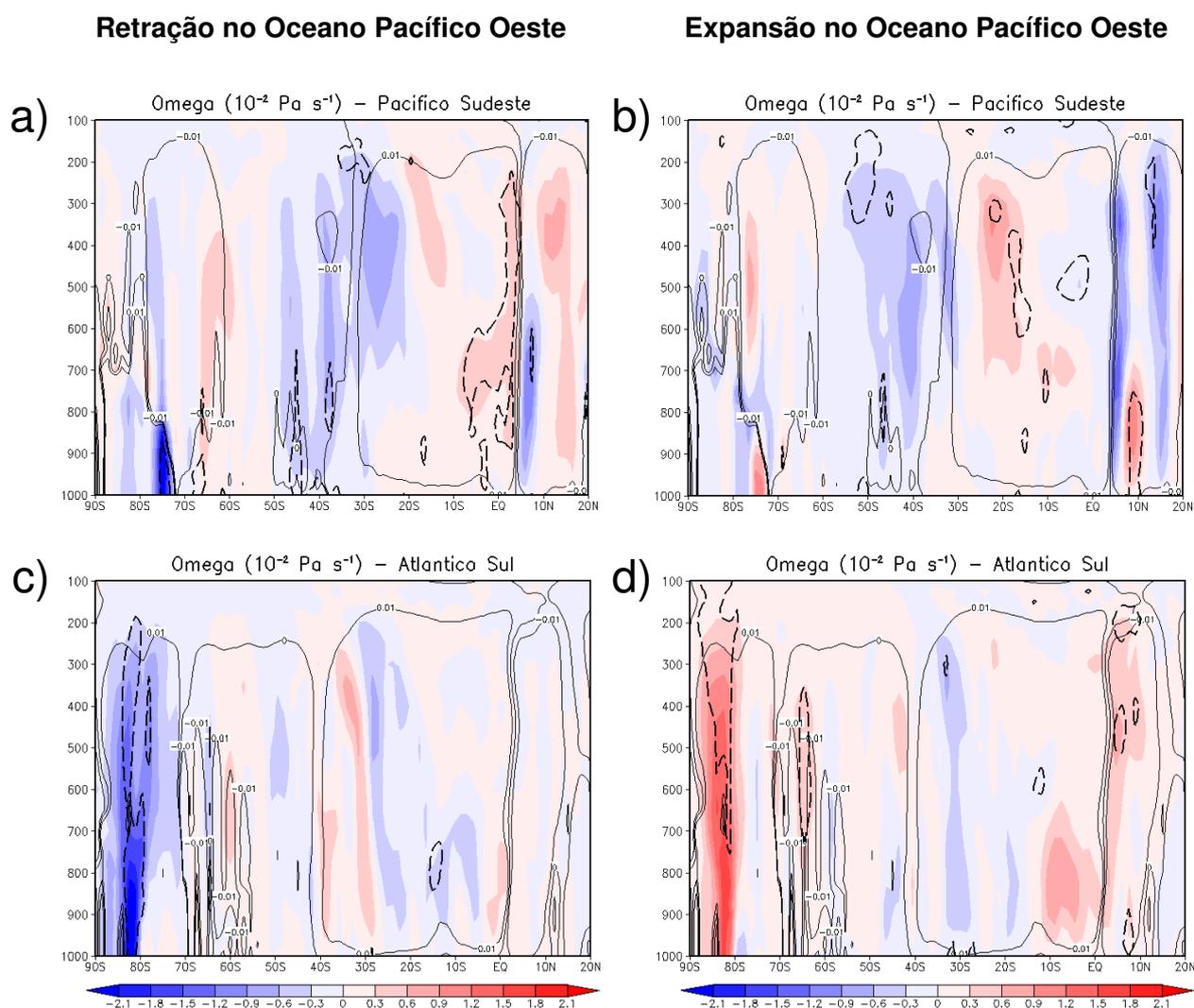


Figura 7.2. Seção vertical da anomalia de velocidade vertical (ω , 10^{-2}Pa s^{-1}) média (a, b) no setor do Pacífico Sudeste ($120^{\circ}\text{W} - 80^{\circ}\text{W}$) e (c, d) do Atlântico Sul (80°W a 10°E) durante os eventos extremos de retração (coluna da esquerda) e expansão (coluna da direita) de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral (JAS) entre 1979-2013. Linhas contínuas indicam a velocidade vertical média e linhas pontilhadas indicam anomalias significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente.

Durante os eventos extremos de retração há um fortalecimento do ramo descendente da Célula de Hadley regional entre 10° S e 5° N no setor do Pacífico Sudeste (**Figura 7.2a**). O ramo ascendente da Célula de Ferrel regional é fortalecido entre 40° e 50° S em baixos níveis, associado às anomalias ciclônicas em toda a troposfera (**Figuras 7.1o, 7.1q, 7.1y**). No setor do Atlântico Sul há um enfraquecimento do ramo descendente da Célula Polar regional ao sul de 80° S (**Figura 7.2c**).

Por outro lado, em eventos extremos de expansão de gelo marinho há um fortalecimento do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional em torno de 55° S no setor do Pacífico Sudeste (**Figura 7.2b**), o que indica um fortalecimento do cinturão circumpolar de baixas pressões, favorecendo uma maior atividade ciclônica na região (*cf.* YUAN, 2004; SONG et al., 2011). Nesta região há anomalias ciclônicas com estrutura barotrópica equivalente (**Figuras 7.1n, 7.1p, 7.1z**). O ramo descendente da Célula de Hadley regional é fortalecido nos níveis médios em torno de 20° S. Já no setor do Atlântico Sul há um enfraquecimento do ramo descendente da Célula Polar regional ao sul de 70° S (**Figura 7.2d**).

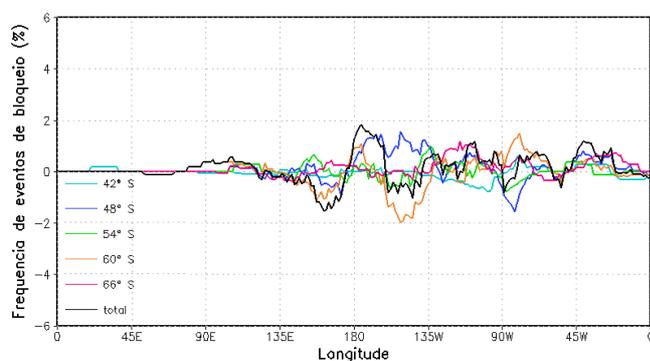
7.1.3 Bloqueios atmosféricos

A frequência sazonal de eventos de bloqueio e as anomalias interanuais de extensão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste apresentam correlação positiva com significância estatística em 42° S nos setores do Pacífico Sudeste ($r = +0,414$ e $\alpha < 5\%$) e Oceania ($r = +0,311$ e $\alpha < 10\%$) (**Apêndice A.13**). Em relação à correlação entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio e os eventos extremos de retração de gelo marinho, há significância estatística em 54° S nos setores do Atlântico ($r = -0,760$ e $\alpha < 5\%$) e Oceania ($r = -0,612$ e $\alpha < 10\%$) (**Apêndice A.14**). Por outro lado, há correlação positiva com significância estatística em 66° S no setor do Pacífico Sudoeste ($r = +0,824$ e $\alpha < 1\%$), em 48° S no Pacífico Sudeste ($r = +0,734$ e $\alpha < 5\%$) e em 54° S no Atlântico Sul ($r = +0,825$ e $\alpha < 1\%$) (**Apêndice A.15**). Portanto, quanto mais intenso o evento extremo de retração (expansão) de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste, maior será a frequência sazonal de eventos de bloqueio nos setores do Atlântico Sul e Oceania (Atlântico Sul, Pacífico Sudoeste e Sudeste).

Na **Figura 7.3** são apresentados os gráficos de diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude durante os eventos extremos de retração e expansão de

gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste e a frequência climatológica de inverno austral. Nos eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste, com as anomalias quentes de TSM neste setor centradas em torno de 60° S (**Figura 7.1a**), existe um favorecimento à formação de altas de bloqueio em 60° S, a oeste de 135° E sobre este setor (**Figura 7.3a**). Na costa sudeste da América do Sul há anomalias frias de TSM, de forma que há predomínio de redução na frequência de eventos de bloqueio em todas as bandas de latitudes. Por outro lado, em eventos extremos de expansão de gelo marinho há anomalias frias de TSM no setor do Oceano Pacífico Oeste, abrangendo as latitudes de 51° e 65° S (**Figura 7.1b**). Desta forma há redução na frequência de 54° S a 66° S, além de intervalo total (**Figura 7.3b**).

a) **Retração no Oceano Pacífico Oeste**



b) **Expansão no Oceano Pacífico Oeste**

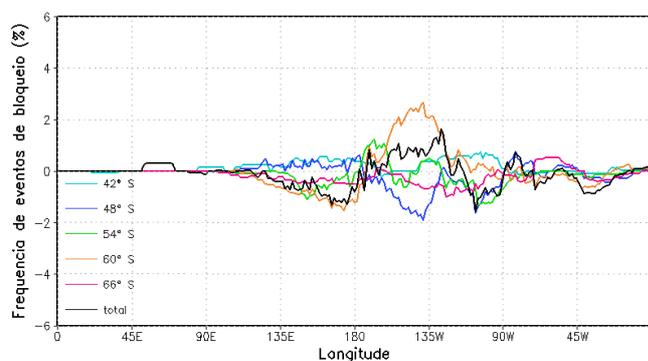


Figura 7.3. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente.

7.1.4 Densidade de ciclones

Na **Figura 7.4** são apresentadas as composições das anomalias de densidade de ciclones durante os eventos extremos de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. Em eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste existe uma diminuição na densidade de ciclones entre 60° S e 70° S no Pacífico Sul (**Figura 7.4a**). Por reajuste de massa, ou seja, quando as células de circulação meridional são latitudinalmente deslocadas, há aumento de densidade ao norte e junto à costa do mar de Ross. O padrão inverso ocorre durante os eventos extremos de expansão (**Figura 7.4b**).

Pezza et al. (2008) observaram um aumento na densidade de ciclones em grande parte do Oceano Austral, com exceção do Atlântico Sul, durante os cinco anos com maior extensão de gelo marinho em relação aos cinco anos com menor extensão no setor do Oceano Pacífico Oeste entre 1979 e 2003.

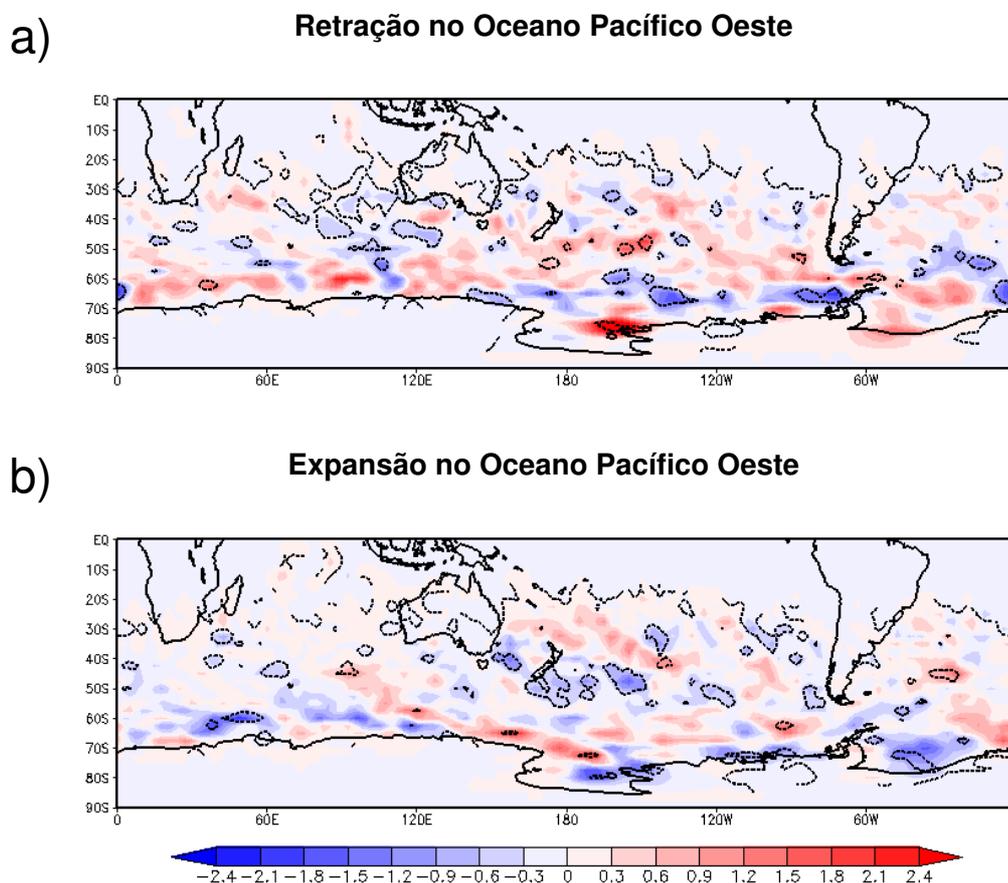


Figura 7.4. Anomalia de densidade de ciclones durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste. As anomalias são calculadas em relação ao período de inverno austral entre 1979-2013. As linhas pontilhadas indicam áreas significativas ao nível de 10%. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente.

7.1.5 ENOS e AAO

Não há correlação com significância estatística entre os eventos extremos de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste e as anomalias de TSM nas regiões do Niño, bem como com o índice AAO interanual (**Apêndice B.5**). Eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste ocorrem principalmente durante episódios

de El Niño no Niño 3.4 e Niño 4 combinados, totalizando 5 eventos de 9 (**Tabela 7.1**). Dentre estes eventos, 1 ocorre combinado com El Niño no Niño 1+2 e Niño 3, 2 combinados com El Niño no Niño 3 e fase negativa da AAO e 1 combinado com El Niño no Niño 1+2, Niño 3 e fase negativa da AAO. Eventos extremos de retração também ocorrem durante La Niña em todas as regiões do Niño, na fase positiva da AAO e neutralidade. Domina eventos de El Niño de intensidade moderada, enquanto há o mesmo número de eventos de La Niña de intensidade moderada e forte (**Figura 7.5a**). Dentre os 5 eventos de El Niño, 4 são classificados como El Niño-Pacífico Central (cf. **Tabela 2.2**).

Por outro lado, eventos extremos de expansão de gelo marinho não apresentam correlação com significância estatística com as anomalias de TSM e o índice AAO interanual (**Apêndice B.5**). Eventos extremos de expansão ocorrem principalmente durante La Niña no Niño 1+2, totalizando 4 eventos de 10. Dentre estes eventos, 1 ocorre combinado com La Niña no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4. Eventos extremos de expansão também ocorrem em anos de El Niño no Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4, fase negativa e positiva da AAO e anos Neutros. Predomina eventos de El Niño e La Niña de forte intensidade (**Figura 7.5b**). Os eventos de El Niño são classificados como El Niño-Pacífico Leste (cf. **Tabela 2.2**).

Tabela 7.1 – Anos com eventos extremos de retração e expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste durante o inverno austral (1979-2013). Anos de El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da AAO estão em vermelho (azul), enquanto anos Neutros estão em preto. O número de eventos independentes é igual a 9 e 10, respectivamente.

	Retração	Expansão
NIÑO 1+2	1980, 1987, 1989, 2009, 2010	1982, 1983, 1990, 1993, 1999, 2005, 2013
NIÑO 3	1987, 1991, 2002, 2009, 2010	1982, 1983, 1999
NIÑO 3.4	1987, 1991, 2002, 2004, 2009, 2010	1982, 1999
NIÑO 4	1987, 1989, 1991, 2002, 2004, 2009, 2010	1999
AAO	1980, 1989, 1991, 2002, 2009, 2010	1993, 2011
Neutro	1986	2003, 2012

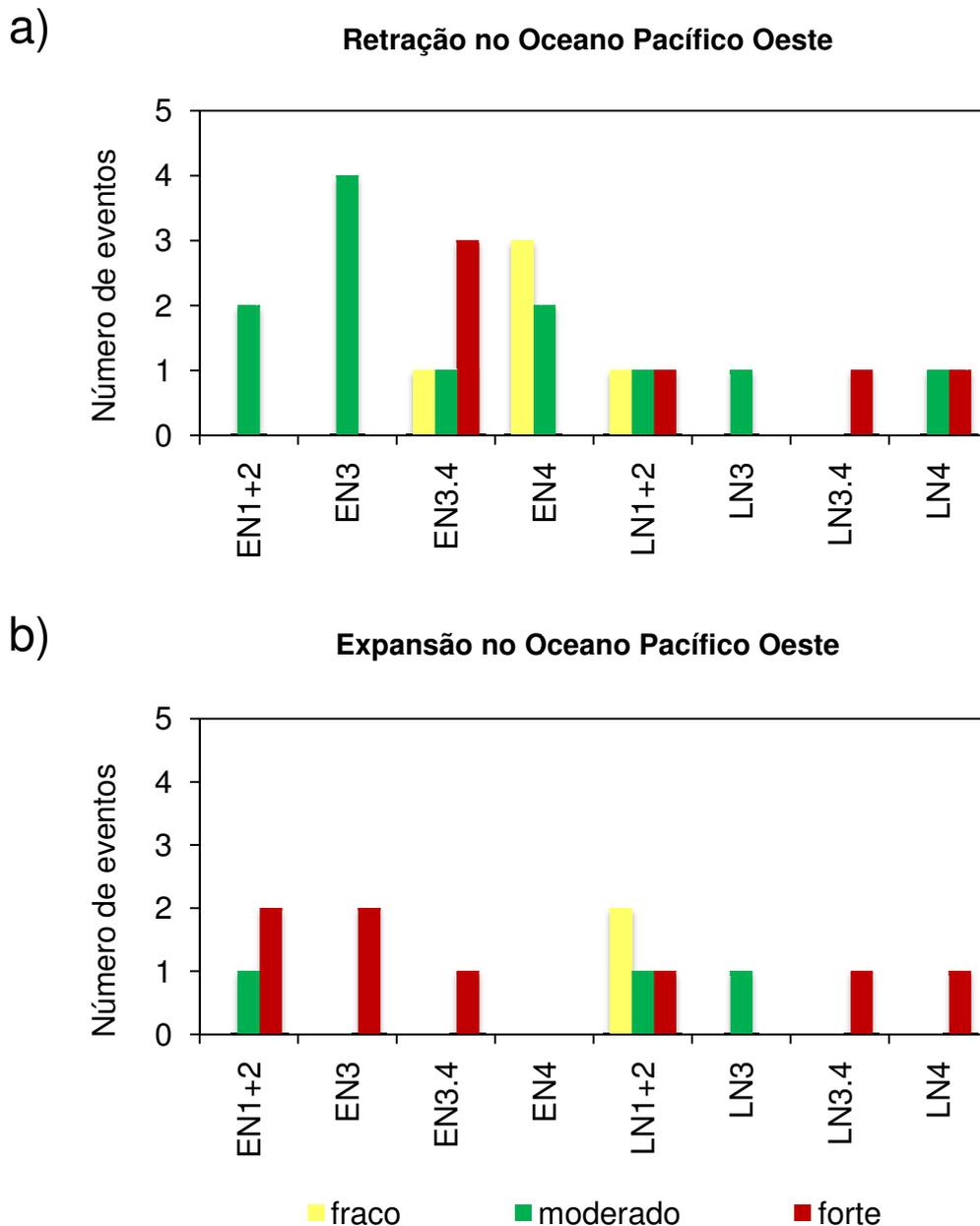


Figura 7.5. Número de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN) nas diferentes regiões do Niño em relação à intensidade (fraca, moderada e forte) durante os eventos extremos de (a) retração e (b) expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste.

Há três padrões espaciais de anomalias de TSM durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade, que são: (1) aquecimento no setor do Oceano Pacífico Oeste/Pacífico Sul central e resfriamento no mar de Bellingshausen, Passagem de Drake e Atlântico Sudoeste durante El Niño no Niño 3.4 e Niño 4 combinados (**Figura 7.6a inferior**), fase negativa da AAO (**Figura 7.6c inferior**), El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 combinados

(**Figura 7.6c inferior**), El Niño no Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 combinado com fase negativa da AAO (**Figura 7.6d inferior**); (2) aquecimento no setor do Oceano Pacífico Oeste, mar de Bellingshausen, Passagem de Drake e Atlântico Sul e resfriamento no Pacífico Sul central durante La Niña no Niño 1+2 (**Figura 7.6e inferior**), La Niña no Niño 1+2 e Niño 4 combinada com fase positiva da AAO (**Figura 7.6g inferior**); e (3) aquecimento no Pacífico Sudoeste e resfriamento no Pacífico Sudeste e Passagem de Drake durante evento Neutro (**Figura 7.6h inferior**), La Niña em todas as regiões do Niño combinada com fase positiva da AAO (**Figura 7.6i inferior**). O maior aumento na frequência de eventos de bloqueio na região de TSM aquecida no setor do Oceano Pacífico Oeste durante eventos extremos de retração de gelo marinho ocorre durante ano Neutro em 48° S latitudes e intervalo total, de até +4,9% em 48° S (**Figura 7.6h inferior**). Em praticamente todo o Oceano Austral e latitudes adjacentes há anomalias positivas de ROLE (**Figura 7.7a**), bem como uma intensa crista anômala no setor do Oceano Índico e no Pacífico Sul (**Figura 7.7b**). Desta forma há um enfraquecimento do jato polar entre 30° S e 60° S e fortalecimento ao sul (**Figura 7.7c**).

O padrão espacial de anomalias de TSM durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho é muito diversificado nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade, de forma que a única característica em comum são as anomalias frias centradas em torno de 135° E no setor do Oceano Pacífico Oeste (**Figura 7.8 inferior**). A maior redução na frequência de eventos de bloqueio nesta região ocorre durante La Niña na região do Niño 1+2 em todas as bandas de latitudes, de até +1,5% em intervalo total (**Figura 7.8a superior**). Contudo, não há um padrão espacial de anomalias interanuais com significância estatística (**Figuras 7.9a, 7.9b, 7.9c**).

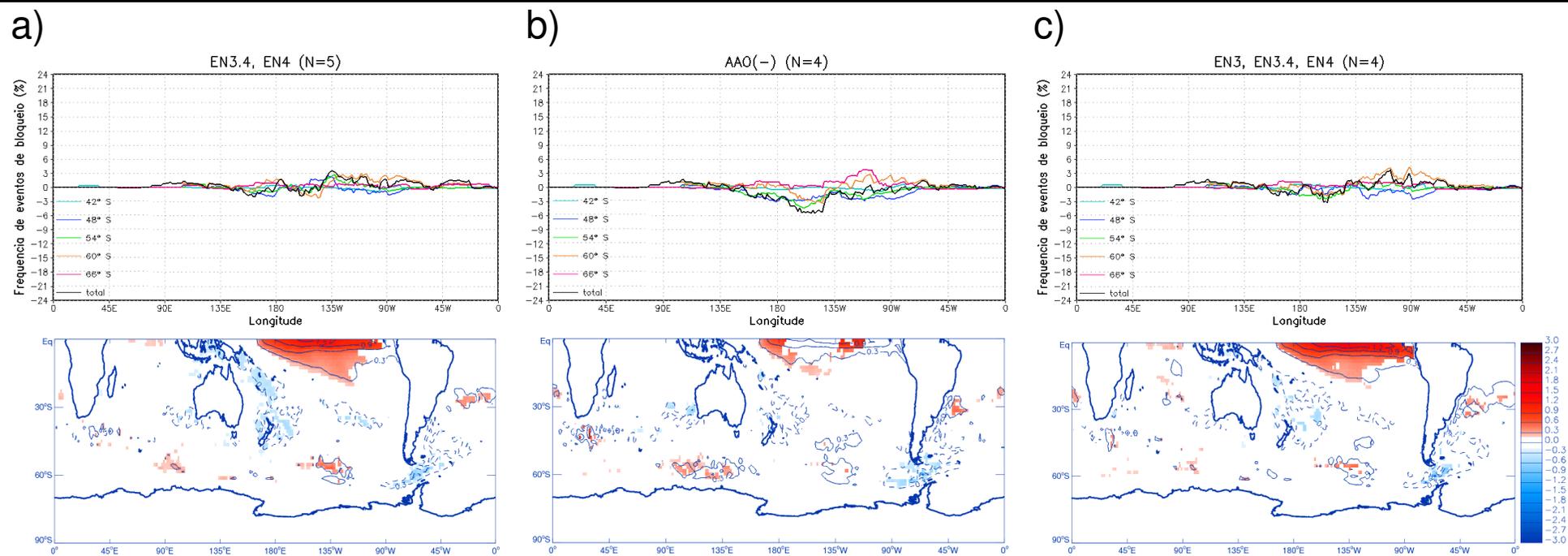


Figura 7.6. Diferença entre a frequência de eventos de bloqueio por longitude e a frequência climatológica de inverno austral (1979-2013) (coluna da esquerda) e composições de anomalias interanuais de temperatura da superfície do mar (°C) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade. N é o número de eventos independentes.

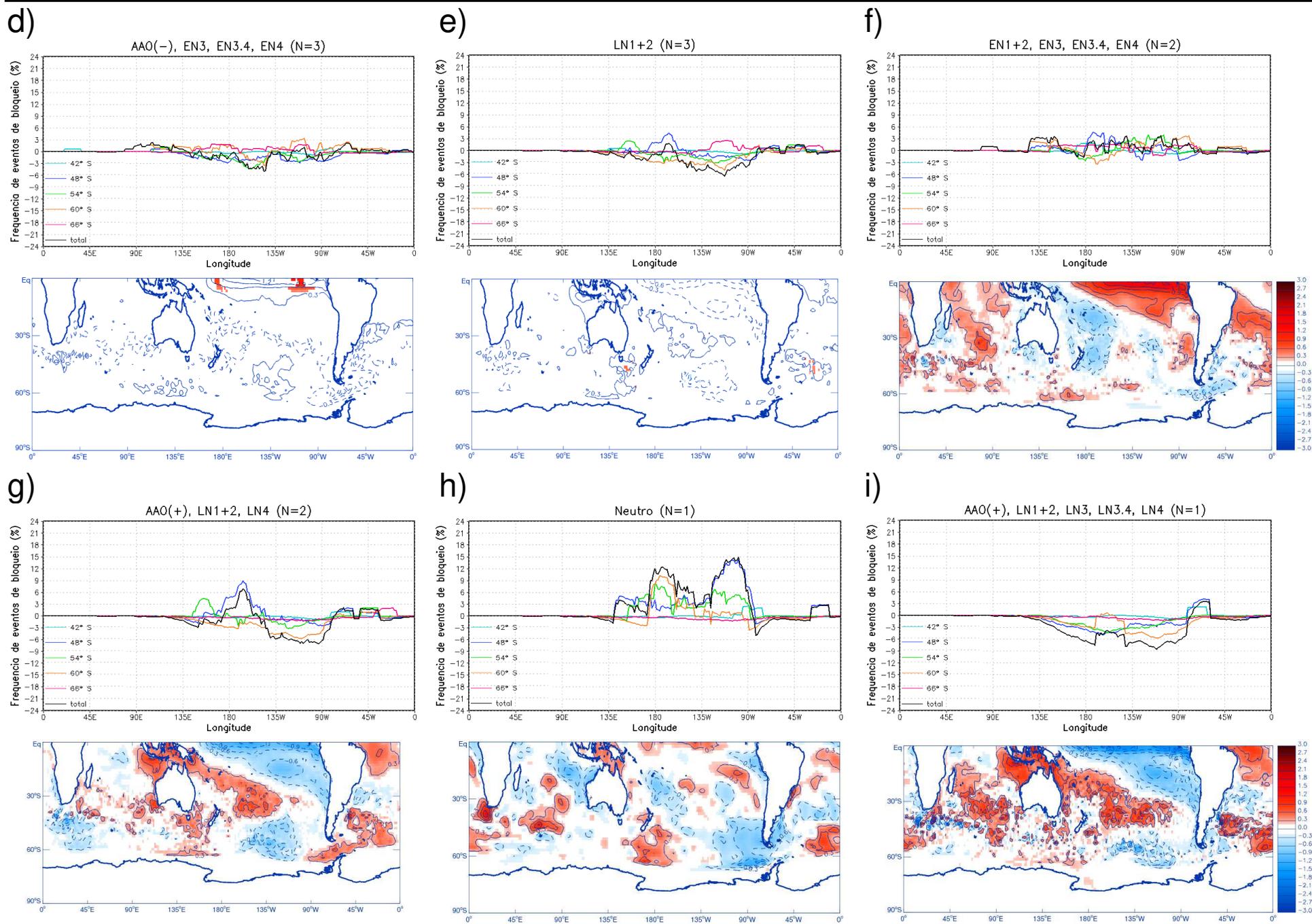


Figura 7.6. Continuação.

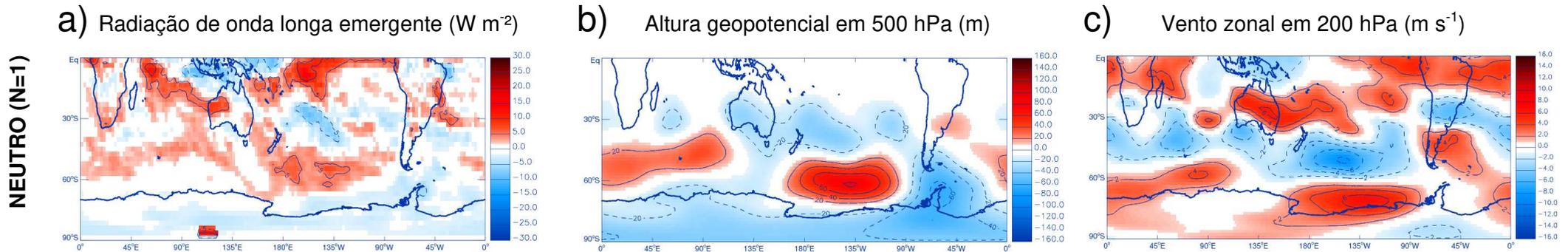


Figura 7.7. Composições de anomalias interanuais de (a) radiação de onda longa emergente ($W m^{-2}$), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m) e (c) vento zonal em 200 hPa (m) durante os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste na fase Neutra. Linhas contínuas (tracejadas) indicam anomalias positivas (negativas).

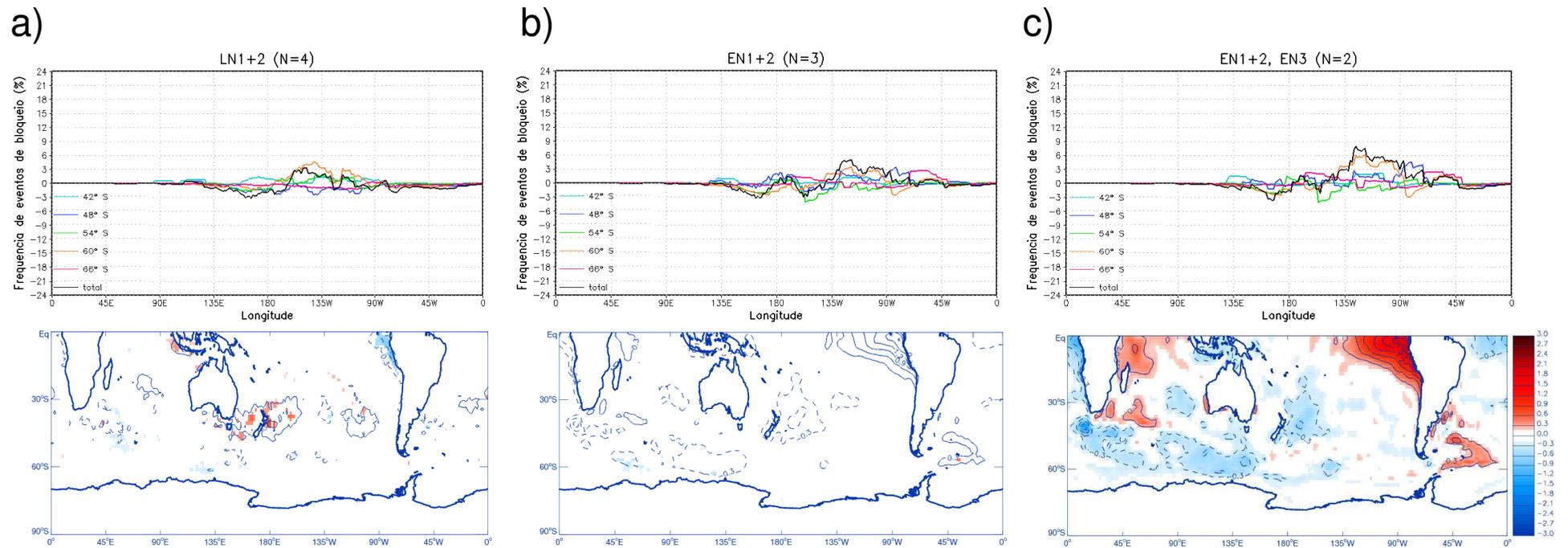


Figura 7.8. Similar à Figura 7.6, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste nas diferentes fases do ENOS, AAO e neutralidade.

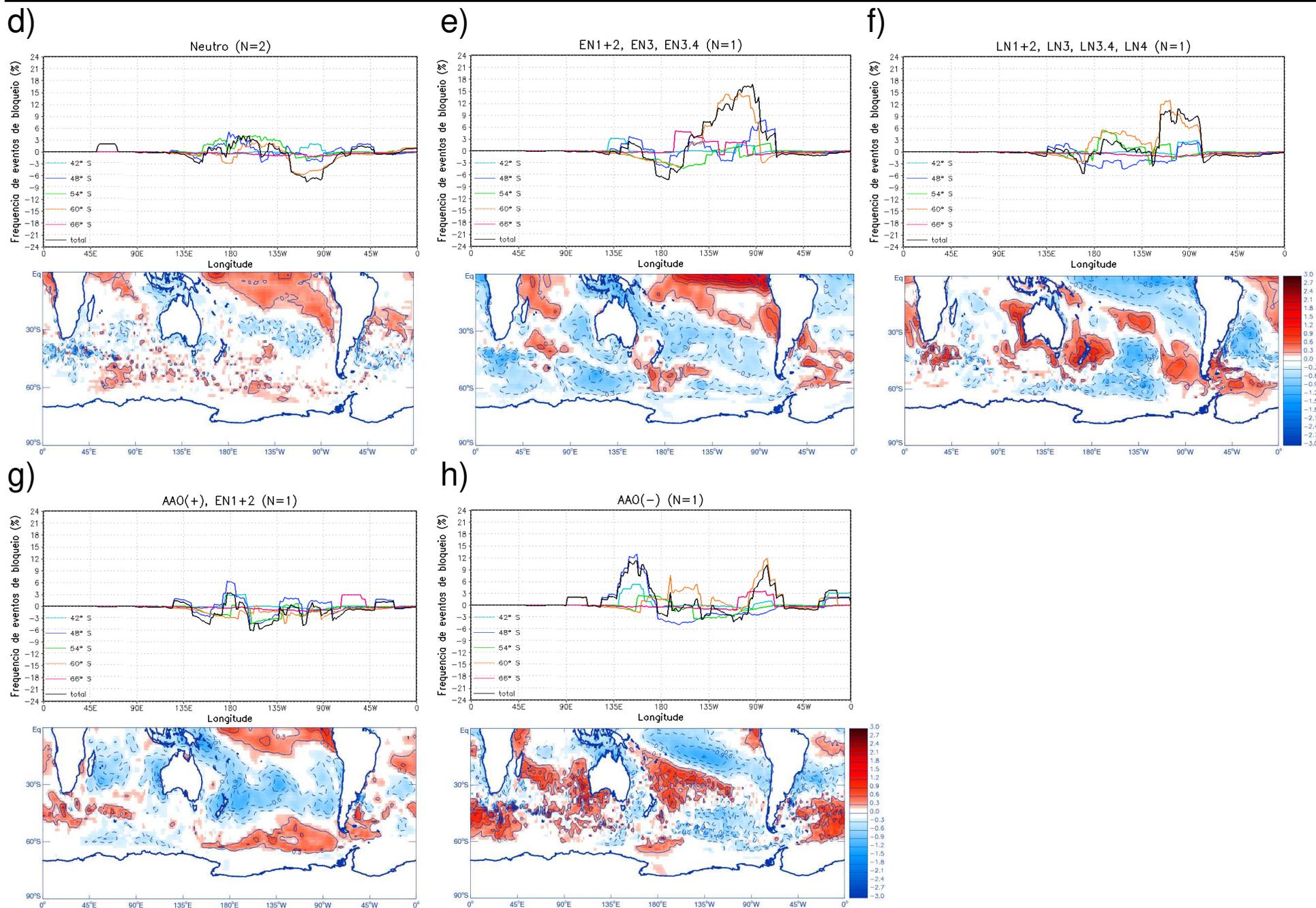


Figura 7.8. Continuação.

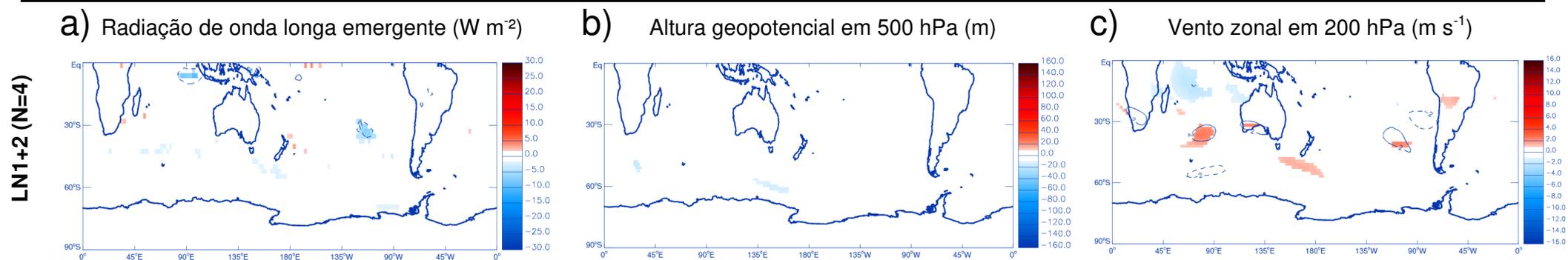


Figura 7.9. Similar à Figura 7.9, mas durante os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste em La Niña na região do Niño 1+2.

CAPÍTULO 8

Bloqueios atmosféricos no Modelos de Circulação Geral Oceano-Atmosfera do CMIP5

8.1 Avaliação dos modelos de Circulação Geral Oceano-Atmosfera do CMIP5: NorESM1-M, MIROC5 e CCSM4

8.1.1 MIROC5

Para o estudo de bloqueios atmosféricos é necessário que algumas variáveis atmosféricas sejam bem representadas nos AOGCMs, tais como altura geopotencial em 500 hPa e vento zonal em 250 hPa. Na **Figura 8.1** apresentamos as médias sazonais de vento zonal em 250 hPa das reanálises do ERA-Interim (1979-2013), do experimento histórico do modelo MIROC5 (1950-2005), do campo de diferença entre simulado no experimento histórico e observado nas reanálises e o desvio padrão do experimento histórico. Dentre as estações do ano, o verão austral é o que apresenta o padrão espacial de vento zonal em 250 hPa mais semelhante ao das reanálises do ERA-Interim (**Figura 8.1g**). Em todas as estações existe um enfraquecimento do escoamento zonal em altos níveis entre 50° e 60° S, com maiores diferenças no inverno e primavera austral (**Figuras 8.1c, 8.1g, 8.1k, 8.1o**). Este padrão de vento zonal em altos níveis desfavorece a atividade ciclônica no cinturão circumpolar de baixas pressões (YUAN, 2004; SONG et al., 2011), enquanto favorece formação e intensificação de bloqueios atmosféricos (WILLET, 1949). Por outro lado, há um fortalecimento do jato subtropical sobre a Austrália nas estações frias, enquanto nas estações quentes o fortalecimento ocorre ao sul deste continente, que é a região de bifurcação do jato. A maior variabilidade do escoamento zonal em 250 hPa ocorre entre 20° S e 70° S nas estações frias, enquanto nas estações quentes fica restrita a uma banda de latitudes menores, entre 30° S e 60° S (**Figuras 8.1d, 8.1h, 8.1l, 8.1p**). No inverno austral as frentes frias atingem as latitudes menores e o jato polar acompanha o deslocamento desses sistemas (ESCOBAR, 2009). Desta forma, o jato polar apresenta uma maior assimetria nas estações frias em relação às estações quentes (TRENBERTH, 1991; ESCOBAR, 2009).

No experimento histórico do MIROC5 a altura geopotencial em 500 hPa é superestimada em todo o HS, com maiores diferenças ao sul de 40-50° S em todas as estações do ano (**Figuras 8.2c, 8.2g, 8.2k, 8.2o**). Há redução dos gradientes meridionais de altura em 500 hPa no HS em todas as estações do ano. No inverno austral existe as menores diferenças em relação às reanálises do ERA-Interim, principalmente entre as latitudes de 20° e 40° S, assim como nas demais estações do ano. A maior variabilidade de altura em 500 hPa ocorre no Pacífico Sul em todas as estações do ano, com maiores valores de desvio padrão nas estações frias (**Figuras 8.2d, 8.2h, 8.2l, 8.2p**).

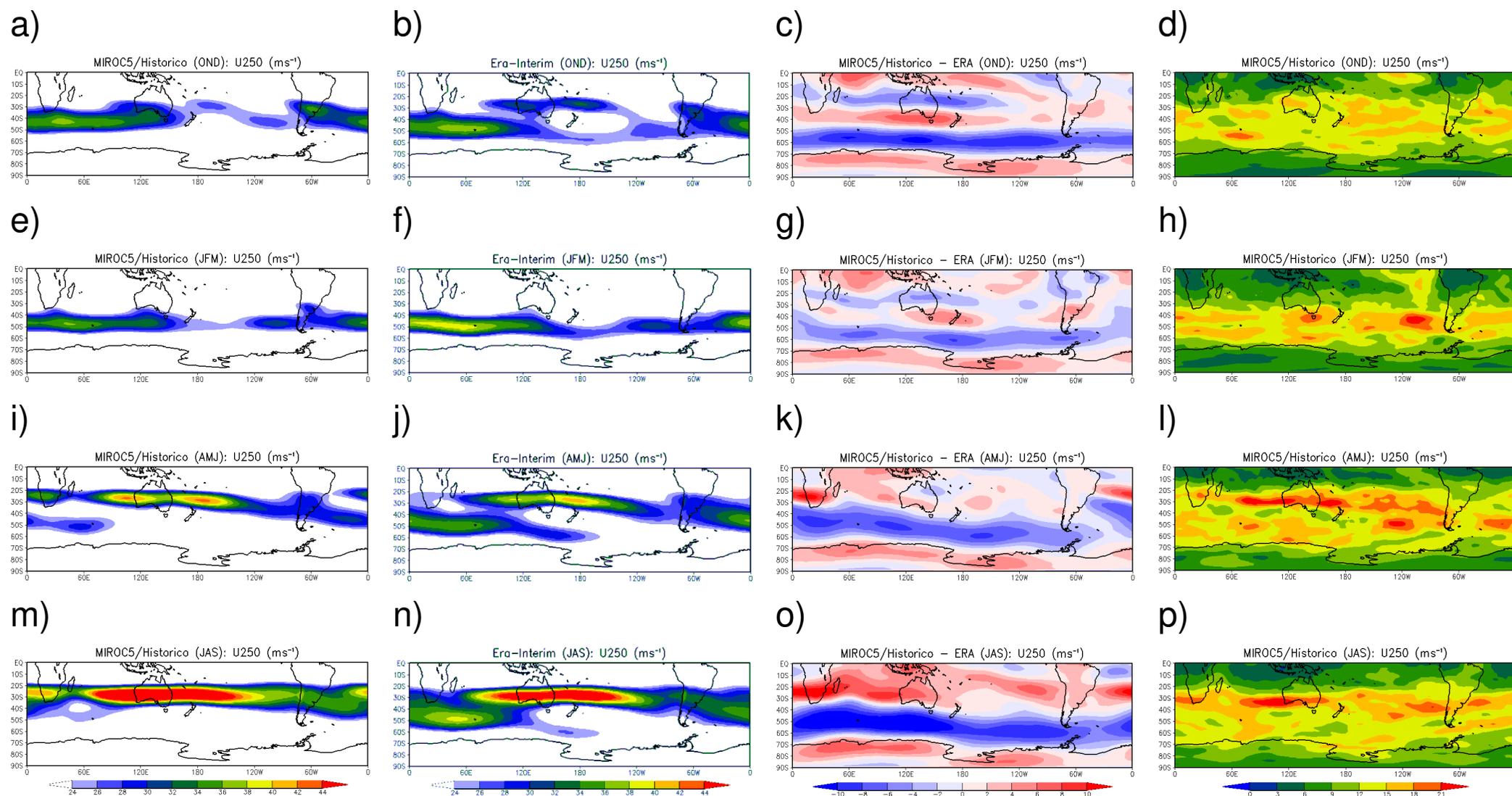


Figura 8.1. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (a, e, i, m) do experimento histórico do modelo MIROC5 (1950-2005) e (b, f, j, n) das reanálises do ERA-Interim (1979-2013), (c, g, k, o) campo de diferença entre simulado (experimento histórico do MIROC5) e observado (ERA-Interim) e (d, h, l, p) desvio padrão do experimento histórico do modelo MIROC5 (1950-2005).

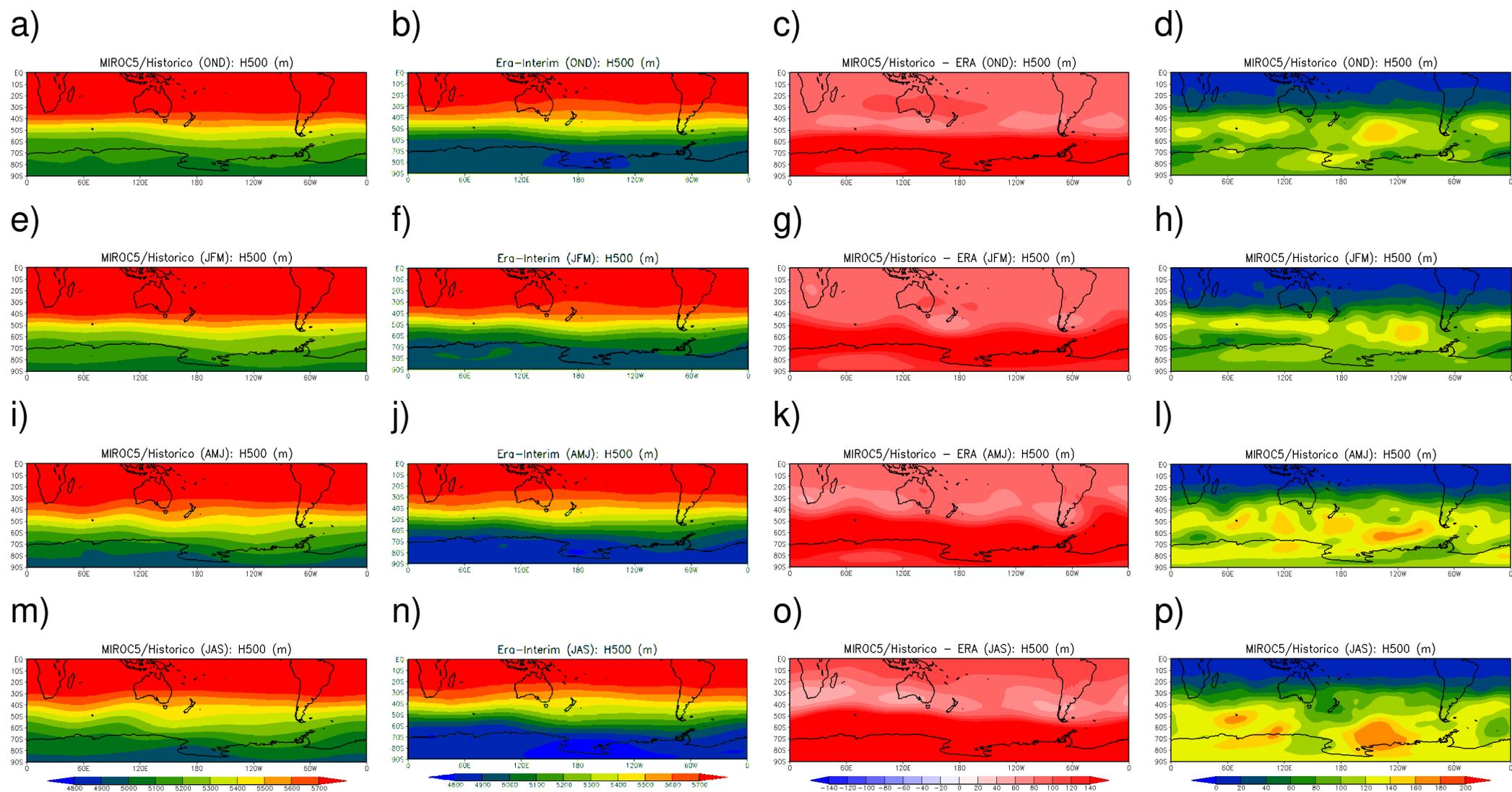


Figura 8.2. Similar à Figura 8.1, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa.

Em relação à frequência de eventos de bloqueio no HS do experimento histórico do MIROC5, a primavera austral é a estação que apresenta as menores diferenças em comparação com as reanálises do ERA-Interim, não ultrapassando 2% de frequência entre 180° e 135° W em 60° S (**Figura 8.3a**), enquanto o inverno austral é a estação com maiores diferenças (**Figura 8.3d**), superestimando a frequência em todas as bandas de latitudes, com exceção da subestimação em 54° S. Portanto, as maiores diferenças de frequência de eventos de bloqueio em relação ao observado ocorrem nas estações frias e as menores diferenças ocorrem nas estações quentes.

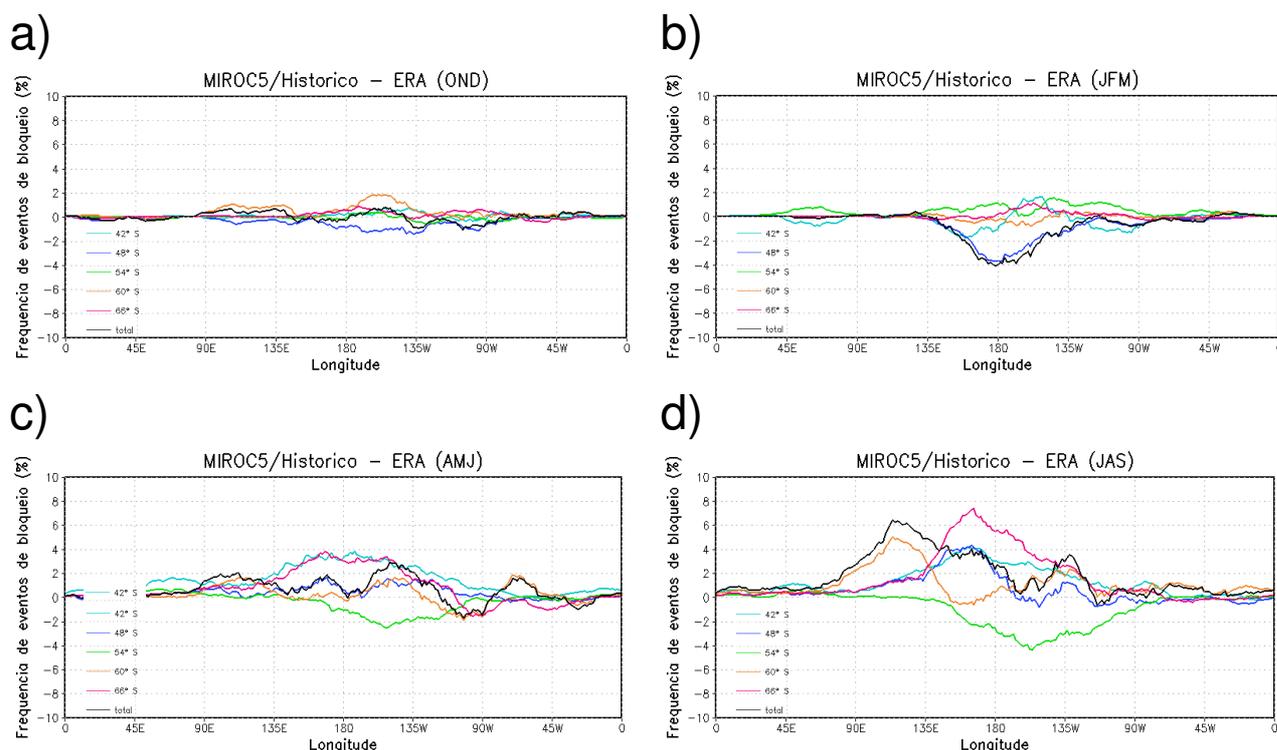


Figura 8.3. Diferença entre frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude simulada (experimento histórico do MIROC5) e observada (ERA-Interim).

8.1.2 CCSM4

No AOGCM CCSM4, em todas as estações do ano podemos observar um fortalecimento do jato polar em todas as longitudes no experimento histórico, com maiores diferenças no Pacífico Sul (**Figura 8.4**). Desta forma, existe um favorecimento a uma maior atividade ciclônica na região Circumpolar Antártica (YUAN, 2004; SONG et al., 2011). Por

outro lado, este padrão é desfavorável à formação e intensificação de altas de bloqueio (WILLET, 1949). Em todas as estações do ano existe um enfraquecimento do jato subtropical sobre a Austrália, se estendendo sobre o Pacífico Sul, em torno de 40° S. Na região tropical da América do Sul há um enfraquecimento do jato subtropical e aparente deslocamento para sul. Dentre as estações do ano, o inverno austral foi a que apresentou as menores diferenças em relação às reanálises do ERA-Interim (**Figura 8.4o**). Na primavera austral (**Figura 8.4d**) podemos observar os maiores valores de desvio padrão de vento zonal em 250 hPa na região do jato polar e do jato subtropical no Pacífico Sul e Atlântico Sul, com valores de até 18-21 ms⁻¹. No verão austral (**Figura 8.4h**) há um menor desvio padrão no HS em relação às demais estações do ano. Especialmente, o outono austral (**Figura 8.4l**) foi a estação que apresentou os maiores valores de desvio padrão, principalmente sobre o Pacífico Sul e Oceano Índico, além da região extratropical da América do Sul. Por fim, no inverno austral (**Figura 8.4p**) os maiores valores de desvio padrão ocorrem na região do jato subtropical no Pacífico Sul e Oceano Índico.

Em relação ao campo de altura geopotencial em 500 hPa (**Figura 8.5**), existe uma superestimação no experimento histórico em praticamente todo o HS, com diferenças de até 140 metros. Já na região Circumpolar Antártica é observada as menores diferenças. No outono austral há uma fraca subestimação nesta região sobre o Pacífico Sul e Oceano Índico (**Figura 8.5i**), assim como no Atlântico Sul durante o inverno austral (**Figura 8.5l**). Contudo, o padrão de ondulação é bem representado no experimento histórico. Destacamos a redução dos gradientes meridionais de altura em 500 hPa no HS durante o verão. Em termos de desvio padrão, os maiores valores são observados no outono austral (**Figura 8.5l**) de até 200 metros, localizados nas latitudes médias de todo o HS. Podemos observar o mesmo padrão espacial de desvio padrão nas demais estações do ano (**Figuras 8.5d, 8.5h e 8.5p**), com menores valores durante o verão austral.

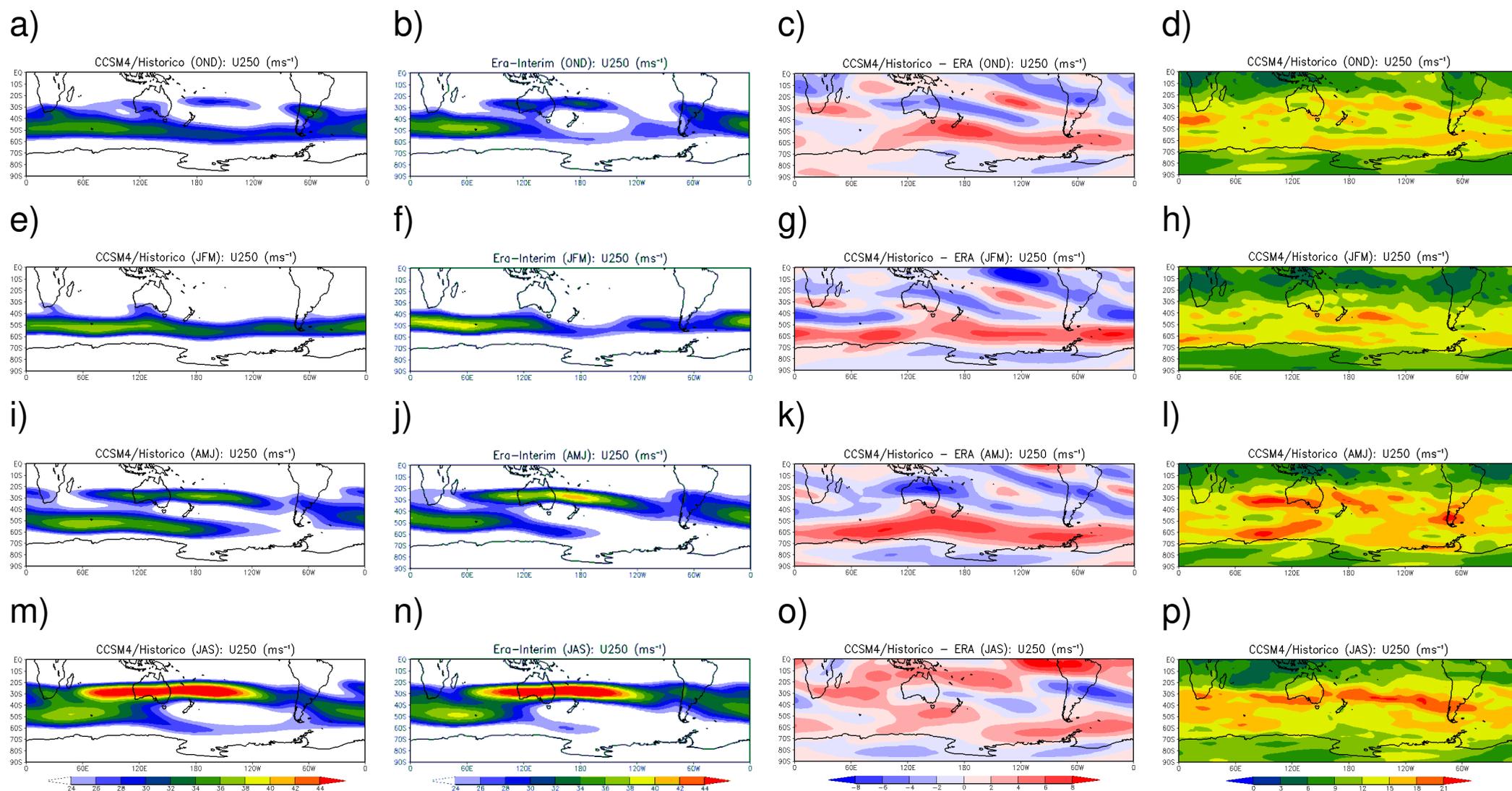


Figura 8.4. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (a, e, i, m) do experimento histórico do modelo CCSM4 (1950-2005) e (b, f, j, n) das reanálises do ERA-Interim (1979-2013), (c, g, k, o) campo de diferença entre simulado (experimento histórico do CCSM4) e observado (ERA-Interim) e (d, h, l, p) desvio padrão do experimento histórico do modelo CCSM4 (1950-2005).

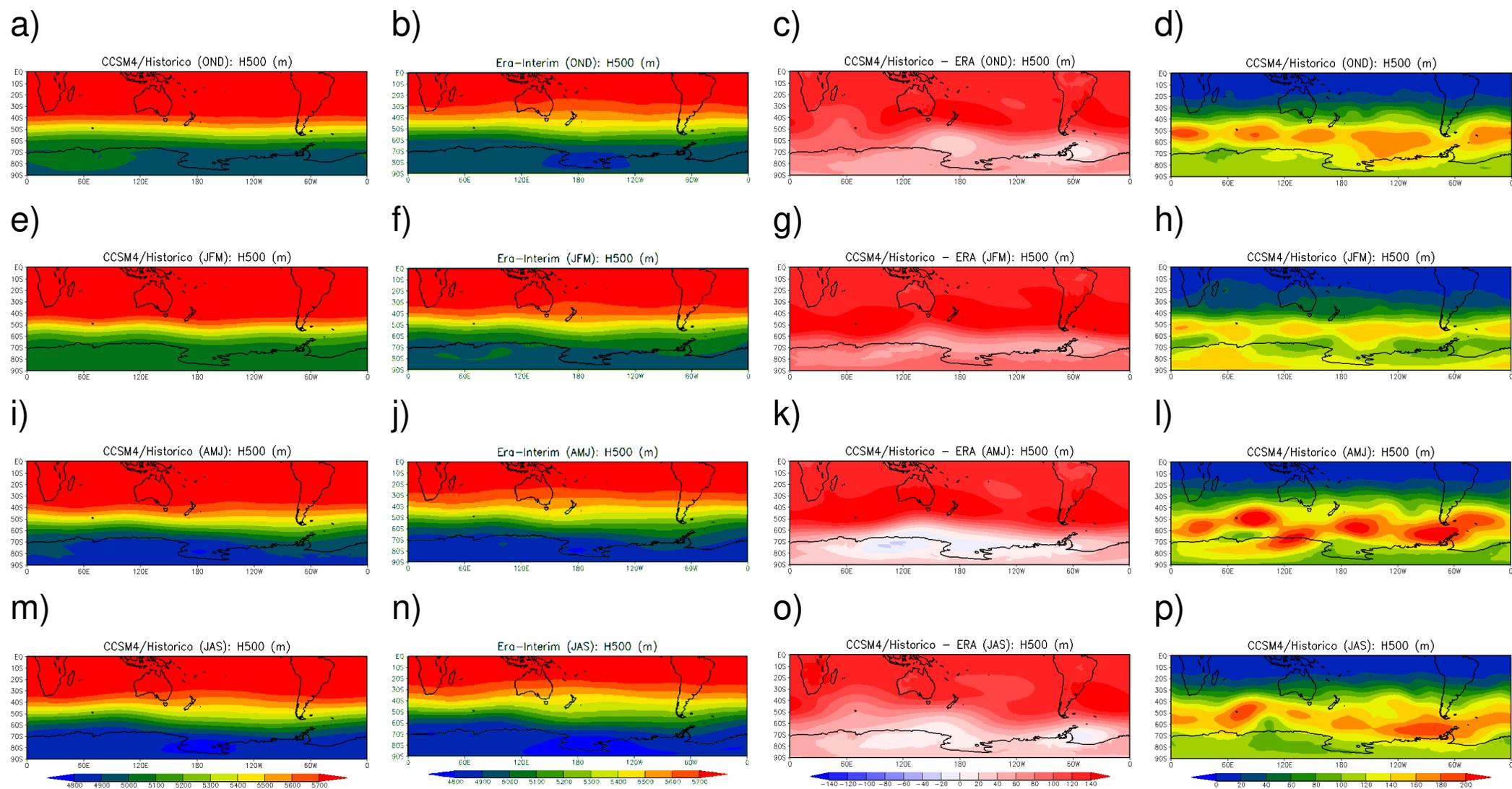


Figura 8.5. Similar à Figura 8.4, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa.

As regiões preferenciais de ocorrência de eventos de bloqueio atmosférico foram relativamente bem simuladas pelo modelo CCSM4 em todas bandas de latitudes (figuras não apresentadas), com localização preferencial sobre o Pacífico Sul, como também observado por Van Loon (1956), Lejeñas (1984), Trenberth e Mo (1985) e Tibaldi et al. (1994). As simulações de eventos de bloqueio foram semelhantes à observada, com maior atividade no outono e inverno austral. Contudo, em geral a frequência de eventos de bloqueio foi subestimada no experimento histórico, principalmente no Pacífico Sul. As maiores diferenças entre o simulado e o observado ocorreram no período de outono e inverno austral, com valores de até 6% de eventos de bloqueio na banda total de latitudes (**Figuras 8.6c, 8.6d**). No sul da América do Sul existe uma superestimação de eventos de bloqueio no outono e inverno austral de até 1,6% de frequência na banda total de latitudes.

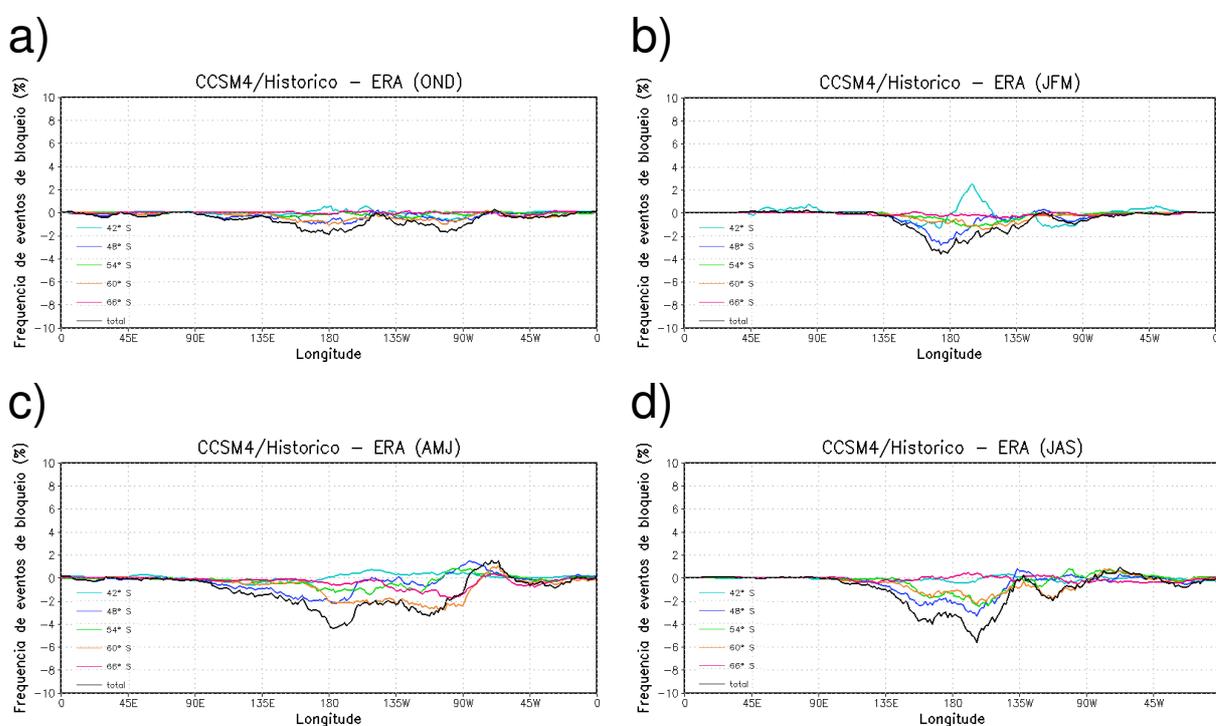


Figura 8.6. Diferença entre frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude simulada (experimento histórico do CCSM4) e observada (ERA-Interim).

8.1.3 NorESM1-M

O padrão espacial do vento zonal em 250 hPa é relativamente bem representado no experimento histórico do AOGCMs NorESM-1 (**Figura 8.7**). Entre o verão e inverno

austral existe um fortalecimento do escoamento em torno de 60° S em relação às reanálises do ERA-Interim (**Figuras 8.7g, 8.7k, 8.7o**), o que favorece a atividade de sistemas transientes (YUAN, 2004; SONG et al., 2011) e desfavorece a ocorrência de bloqueios atmosféricos (WILLET, 1949). O padrão oposto ocorre na primavera austral, em que há enfraquecimento (**Figura 8.7c**). Entre a primavera e o outono austral existe um enfraquecimento do jato subtropical no sul da Austrália e fortalecimento ao norte. O contrário ocorre no inverno austral. A maior variabilidade do vento zonal em altos níveis ocorre nas estações frias, com destaque para os maiores valores de desvio padrão em uma faixa que vai da Austrália até o sul da América do Sul (**Figura 8.7l, 8.7p**).

Da mesma forma que o vento zonal em 250 hPa, o padrão espacial da altura geopotencial em 500 hPa é bem representado no AOGCMs NorESM-1 (**Figuras 8.8b, 8.8f, 8.8j, 8.8n**), embora haja um predomínio de superestimação em todas as estações do ano (**Figura 8.8c, 8.8g, 8.8k, 8.8o**). No outono e inverno austral há maiores diferenças de altura em 500 hPa no Oceano Índico, Pacífico Sul e Atlântico Sul, enquanto entre cerca de 20° E e 180°/60° e 80° S as diferenças são fracas e chegam até a ser negativas no outono. No verão austral as menores superestimações ocorrem no cinturão circumpolar de baixas pressões, em torno de 60° S, enquanto as maiores incidem nas latitudes médias, com centros proeminentes no Oceano Índico, Pacífico Sudoeste e Atlântico Sul. Por outro lado, na primavera austral há três centros proeminentes com menores anomalias de altura em 500 hPa em relação às reanálises do ERA-Interim: região que abrange o sul da América do Sul e Península Antártica, Pacífico Sudoeste e sudeste da África. Destacamos a redução dos gradientes meridionais de altura em 500 hPa no HS na estação quente. O verão austral apresenta a menor variabilidade de altura em 500 hPa (**Figura 8.8h**), enquanto as estações frias apresentam grandes valores de desvio padrão, com destaque para os maiores valores no Pacífico Sul e Atlântico Sul (**Figura 8.8l, 8.8p**).

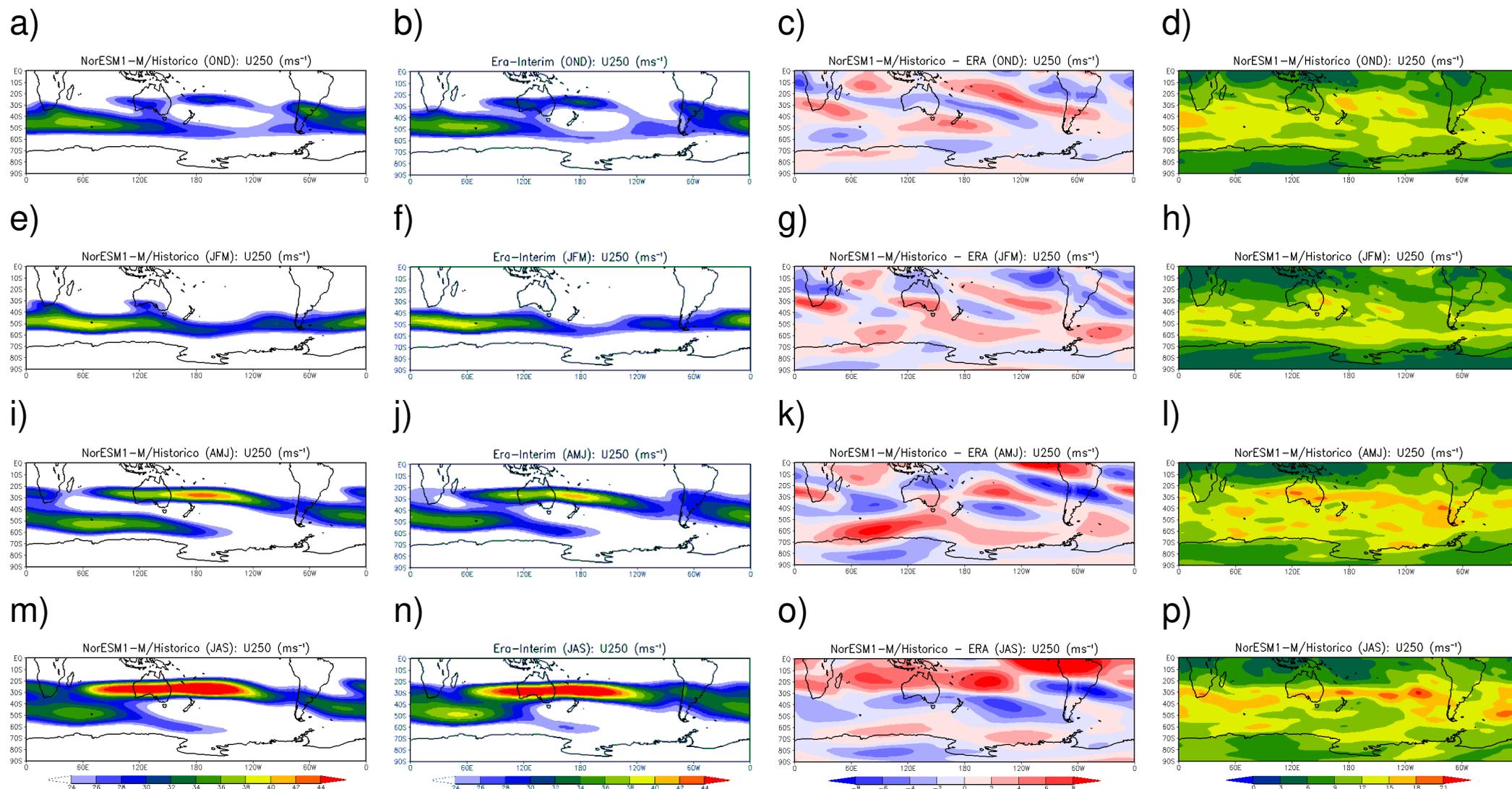


Figura 8.7. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (a, e, i, m) do experimento histórico do modelo NorESM-1 (1950-2005) e (b, f, j, n) das reanálises do ERA-Interim (1979-2013), (c, g, k, o) campo de diferença entre simulado (experimento histórico do NorESM-1) e observado (ERA-Interim) e (d, h, l, p) desvio padrão do experimento histórico do modelo NorESM-1 (1950-2005).

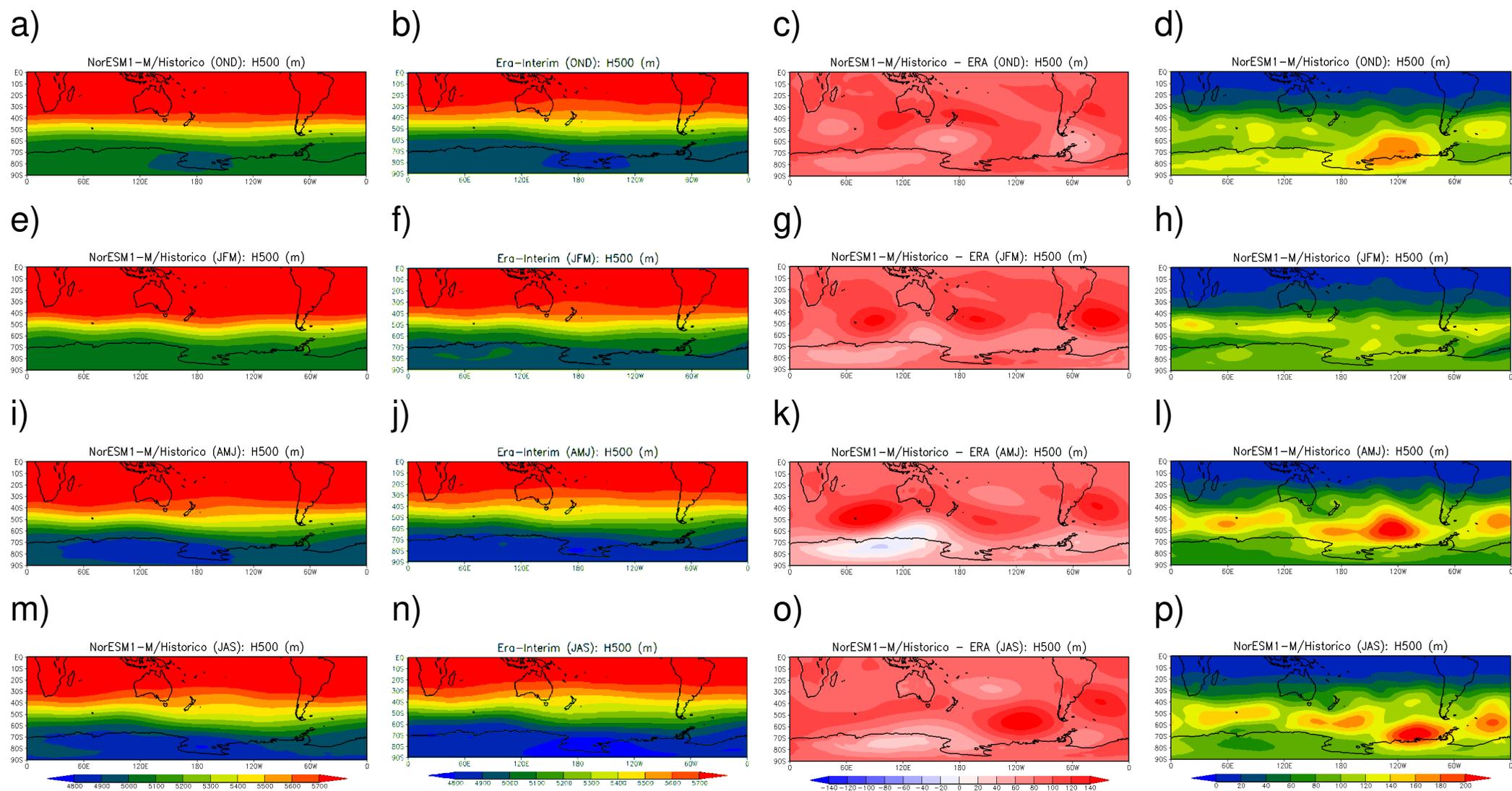


Figura 8.8. Similar à Figura 8.7, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa.

A frequência de eventos de bloqueio por longitude é melhor representada durante a primavera austral no modelo NorESM-1, apresentando as menores diferenças em relação ao observado (**Figura 8.9a**). Por outro lado, as estações frias superestimam a frequência em 42° S e 66° S, enquanto nas demais bandas predomina subestimação (**Figuras 8.9c, 8.9d**).

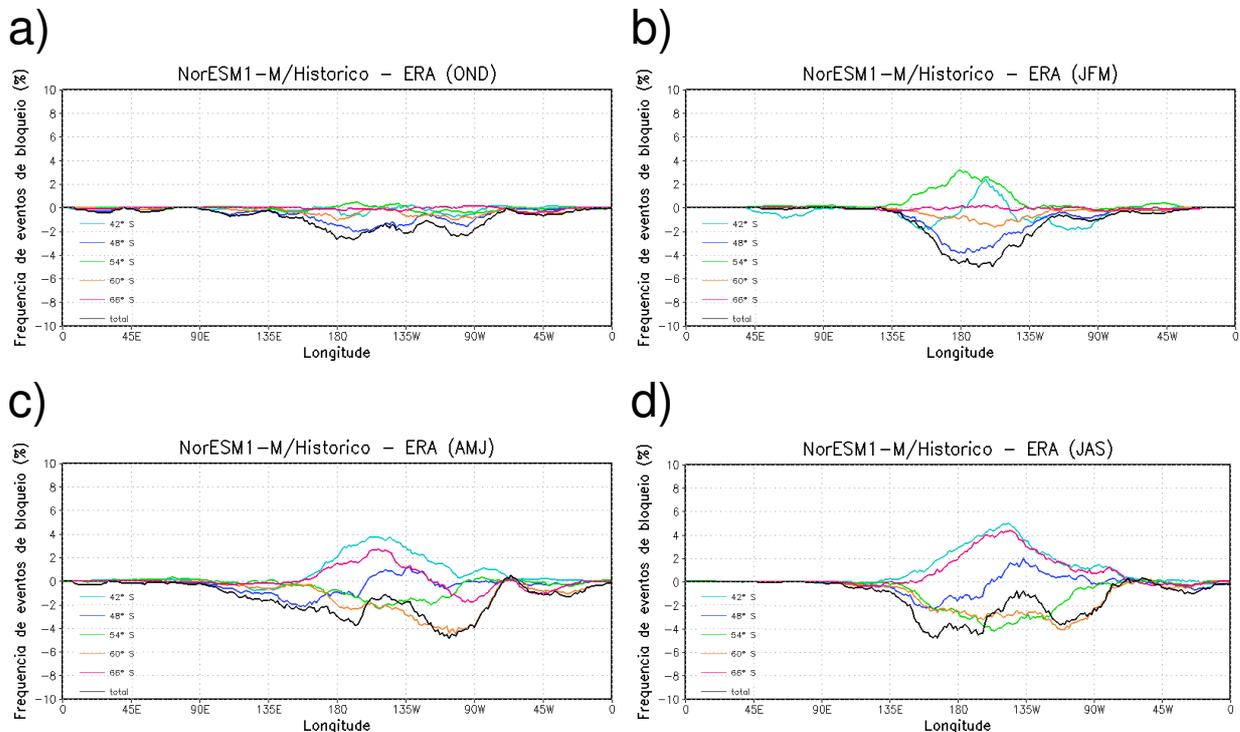


Figura 8.9. Diferença entre frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude simulada (experimento histórico do NorESM-1) e observada (ERA-Interim).

8.2 Cenários futuros de mudanças climáticas

8.2.1 MIROC5

Os experimentos RCP4.5 e RCP8.5 representam relativamente bem o padrão espacial dos jatos de altos níveis (**Figura 8.10**). Fica evidente o enfraquecimento do jato subtropical em todas as estações do ano no experimento RCP4.5 em relação ao experimento histórico, enquanto ao redor do continente antártico há um leve fortalecimento do escoamento (**Figuras 8.10b, 8.10f, 8.10j, 8.10n**). Existe o mesmo padrão de diferença de

vento zonal em 250 hPa no experimento RCP8.5 em relação ao experimento histórico, porém com valores de diferença mais intensos (**Figuras 8.10d, 8.10h, 8.10l, 8.10p**).

Em relação ao campo de altura geopotencial em 500 hPa, no experimento RCP4.5 existe uma redução em todas as estações do ano em relação ao experimento histórico, com diferenças de até -550 m na região tropical (**Figuras 8.11b, 8.11f, 8.11j, 8.11n**). Há um padrão zonal de diferença durante a primavera austral, enquanto nas demais estações o padrão é semelhante à onda zonal número 3. Por outro lado, no experimento RCP8.5 existe um aumento da altura geopotencial em 500 hPa em todo o HS, com maiores diferenças também na região tropical, de até +4200 m (**Figuras 8.11d, 8.11h, 8.11l, 8.11p**). Esse resultado está de acordo com o cenário de emissão muito elevado do experimento RCP8.5, caracterizado pelo aumento das emissões dos gases de efeito estufa ao longo do tempo e, conseqüentemente, contribuindo para o aquecimento troposférico e aumento da espessura da camada. Existe uma redução nos gradientes meridionais de altura em 500 hPa no HS em todas as estações do ano, o que desfavorece a formação de bloqueios, pois a metodologia para identificação de bloqueios utiliza o gradiente meridional de altura em 500 hPa (*cf.* Capítulo 2, item 2.4).

Em relação à frequência de eventos de bloqueio no experimento RCP4.5, existe um predomínio de fraca redução na frequência em relação ao experimento histórico durante as estações quentes (**Figuras 8.12a, 8.12c**). Por outro lado, nas estações frias as diferenças em relação ao experimento histórico são maiores que nas estações quentes, com predomínio de aumento na frequência em 60° S e intervalo total e redução nas demais bandas (**Figuras 8.12e, 8.12g**). Da mesma forma, no experimento RCP8.5 as maiores diferenças em relação ao experimento histórico ocorre nas estações frias. Existe um predomínio de aumento na frequência de eventos de bloqueio (**Figuras 8.12b, 8.12d, 8.12f, 8.12h**). A exceção ocorre em 54° S durante o verão austral, 42° S nas estações frias e 48° S no inverno austral.

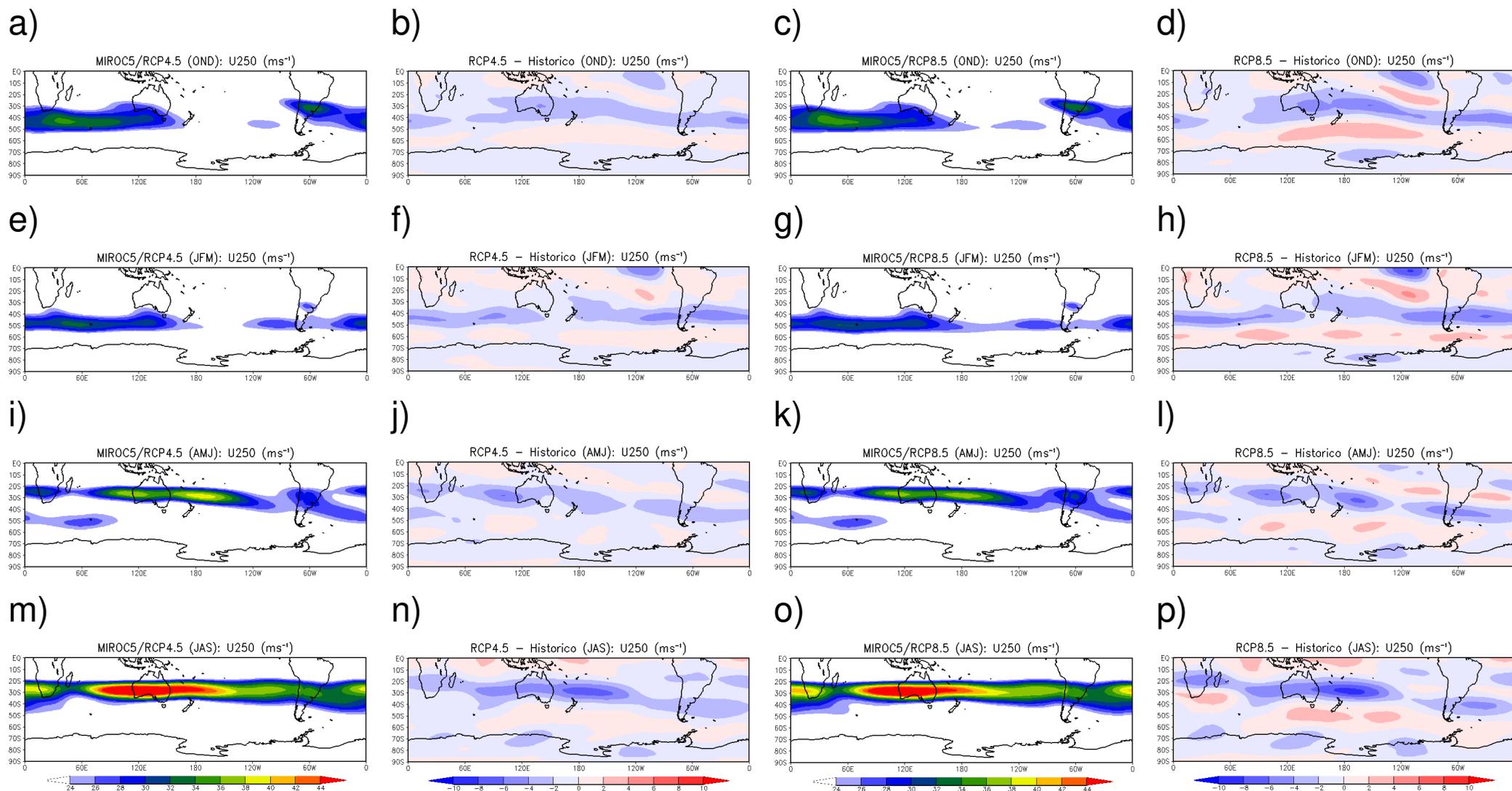


Figura 8.10. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (2006-2100) para os cenários futuros (a, e, i, m) RCP4.5 e (c, g, k, o) RCP8.5, diferença entre (b, f, j, n) o cenário futuro RCP4.5 e a simulação histórica e (d, h, l, p) o cenário futuro RCP8.5 e a simulação histórica do modelo MIROC5.

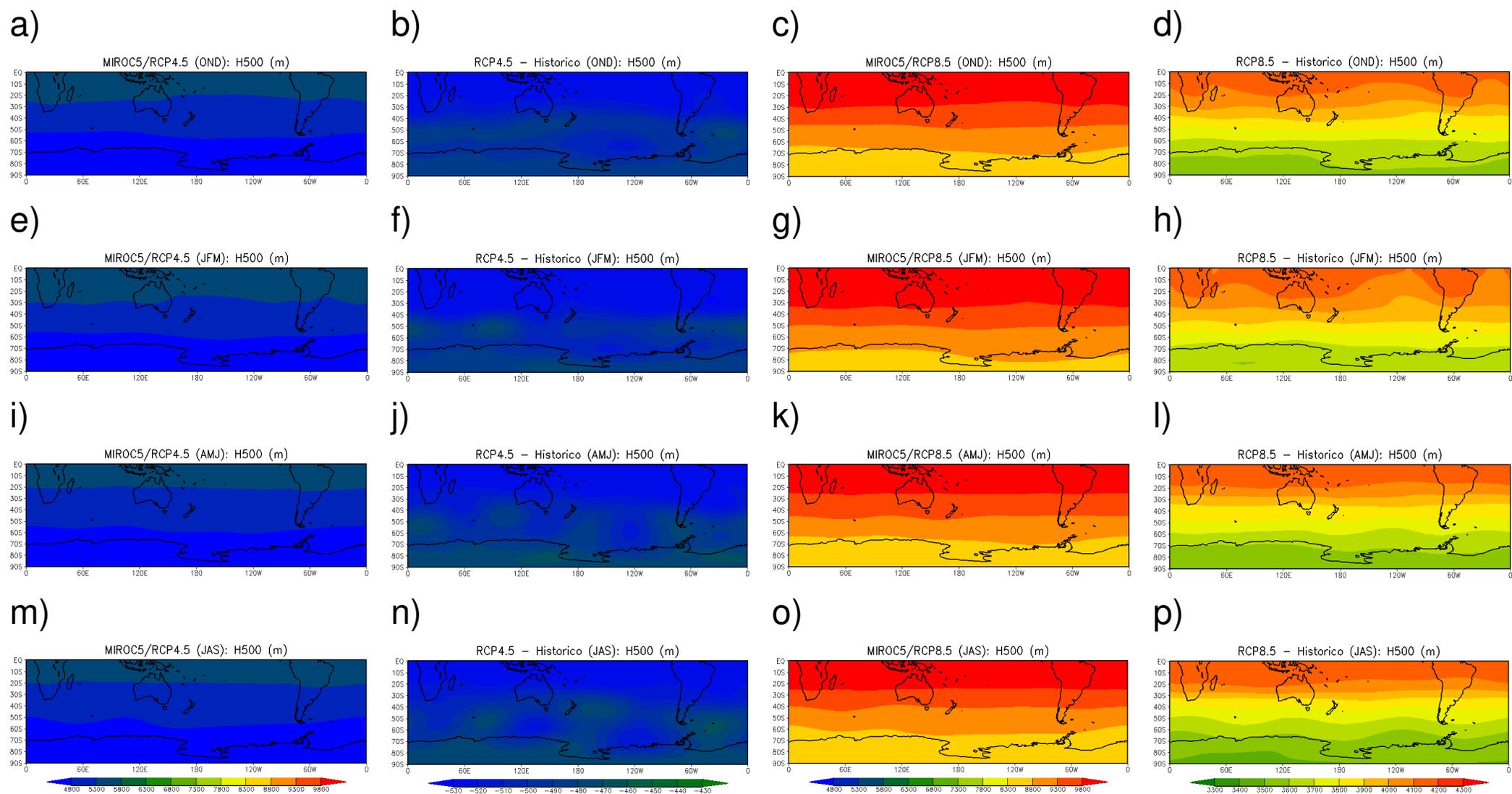


Figura 8.11. Similar à Figura 8.10, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa.

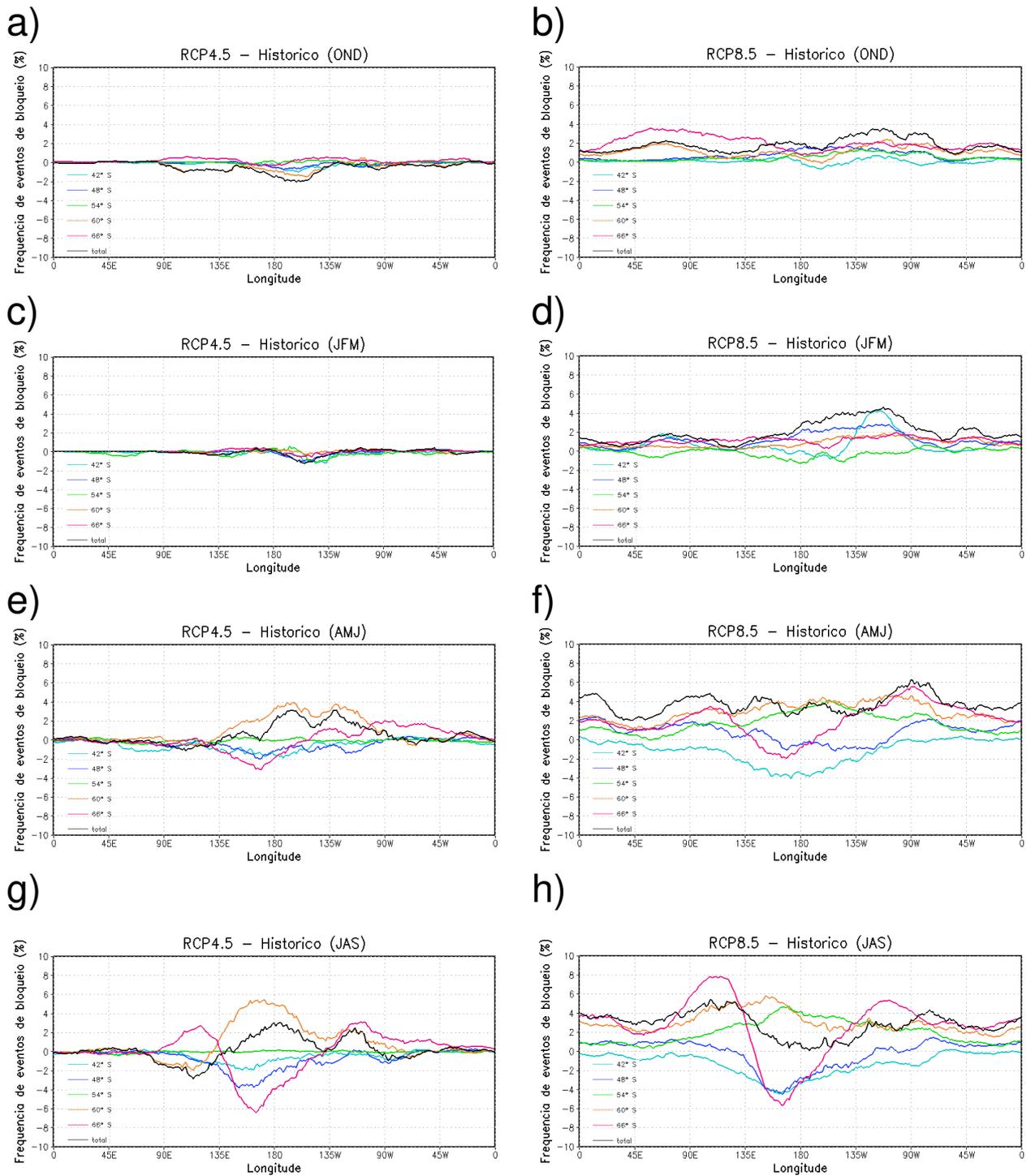


Figura 8.12. Diferença entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude para os cenários futuros (a, c, e, g) RCP4.5, (b, d, f, h) RCP8.5 e a simulação histórica do modelo MIROC5.

8.2.2 CCSM4

Em cenários futuros de mudanças climáticas, existe um enfraquecimento dos jatos no HS em todas as estações do ano (**Figura 8.13**), principalmente no experimento RCP8.5 (**Figuras 8.13d, 8.13h, 8.13l, 8.13p**). Isso ocorre devido ao maior aquecimento troposférico, o qual diminui os gradientes meridionais de temperatura do ar e, conseqüentemente, a intensidade do escoamento zonal e dos jatos. O padrão de jatos enfraquecidos favorece a formação e intensificação de altas de bloqueios (WILLET, 1949). Por outro lado, na primavera austral de ambos os experimentos (**Figuras 8.13b, 8.13d**) existe um fortalecimento do jato polar na região Circumpolar Antártica, mais intenso no experimento RCP8.5.

A altura geopotencial em 500 hPa (**Figura 8.14**) diminui consideravelmente nos cenários futuros de mudanças do clima em todo o HS e em todas as estações do ano. Podemos observar as maiores diferenças no experimento RCP4.5 e entre a região tropical e a latitude em torno de 40° S (**Figuras 8.14b, 8.14f, 8.14j, 8.14n**), com valores negativos de até 530 metros de diferença. Por outro lado, na região Circumpolar Antártica e nas altas latitudes austrais a redução na altura geopotencial em 500 hPa é menor, com valores de até 460 metros no outono e inverno austral (**Figuras 8.14j, 8.14n**). Já na primavera e verão austral (**Figuras 8.14b, 8.14f**), a redução é maior do que nas estações frias, com valores de até 500 metros de diferença. No experimento RCP8.5 podemos observar o mesmo padrão de diferença que no experimento RCP4.5, ou seja, maior redução no campo de altura geopotencial em 500 hPa nas estações quentes (**Figuras 8.14d, 8.14h**) e menor redução nas estações frias (**Figuras 8.14l, 8.14p**). Os gradientes meridionais de altura em 500 hPa no HS são reduzidos em todas as estações do ano, o que desfavorece a formação de bloqueios.

Em relação à frequência de eventos de bloqueio existe um predomínio de redução nos experimentos RCP4.5 e RCP8.5 em relação ao experimento histórico no outono e inverno austral (**Figuras 8.15e, 8.15f, 8.15g, 8.15h**), principalmente na região do Pacífico Sudeste, com diferença de até 2,5% de frequência na banda total de latitudes durante o inverno austral. As maiores reduções na frequência são observadas no inverno austral e no experimento RCP8.5. Por outro lado, nas estações quentes há uma menor diferença na frequência e alternância entre aumento e redução ao longo das longitudes (**Figuras 8.15a, 8.15b, 8.15c, 8.15d**).

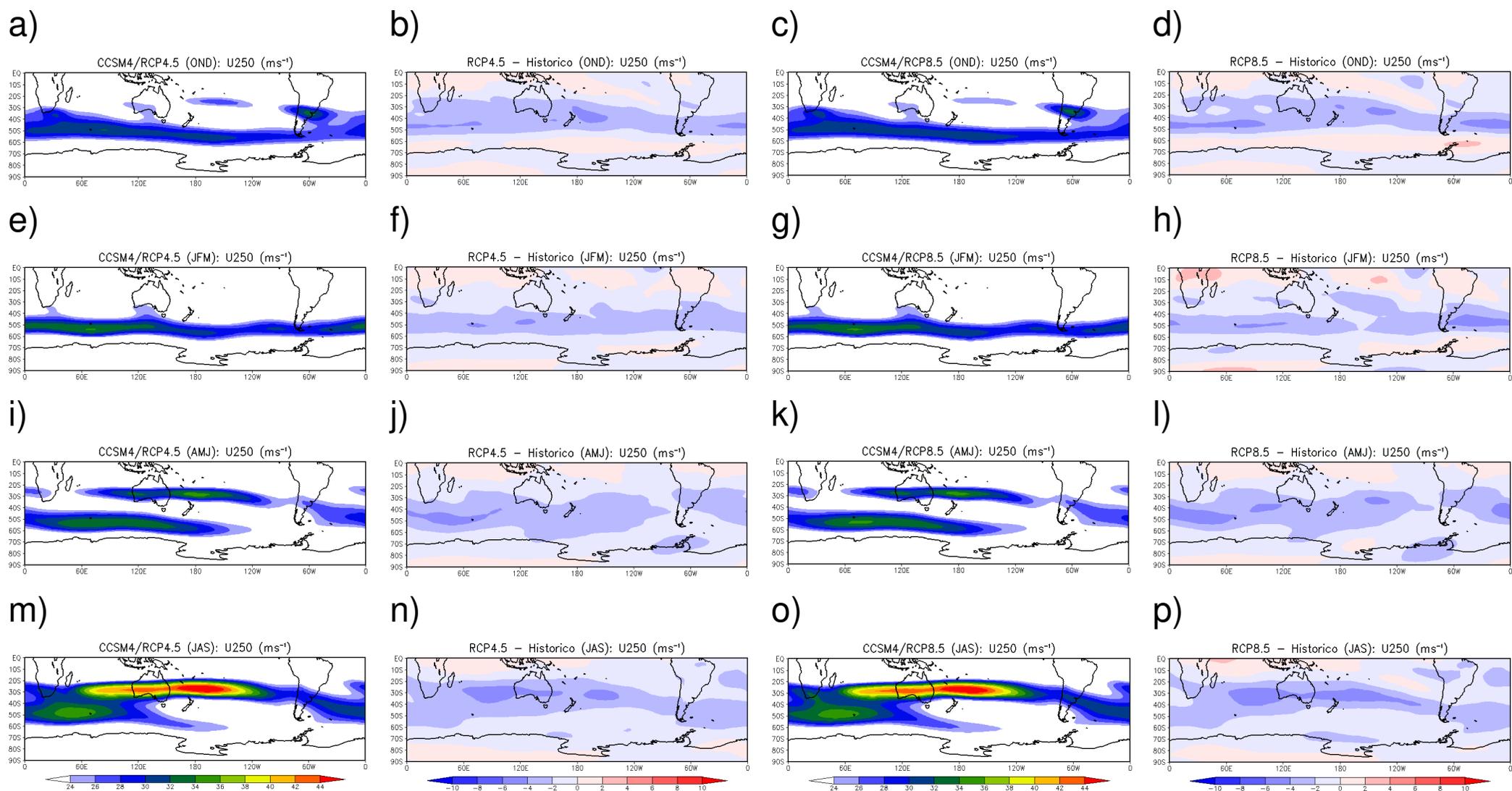


Figura 8.13. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (2006-2100) para os cenários futuros (a, e, i, m) RCP4.5 e (c, g, k, o) RCP8.5, diferença entre (b, f, j, n) o cenário futuro RCP4.5 e a simulação histórica e (d, h, l, p) o cenário futuro RCP8.5 e a simulação histórica do modelo CCSM4.

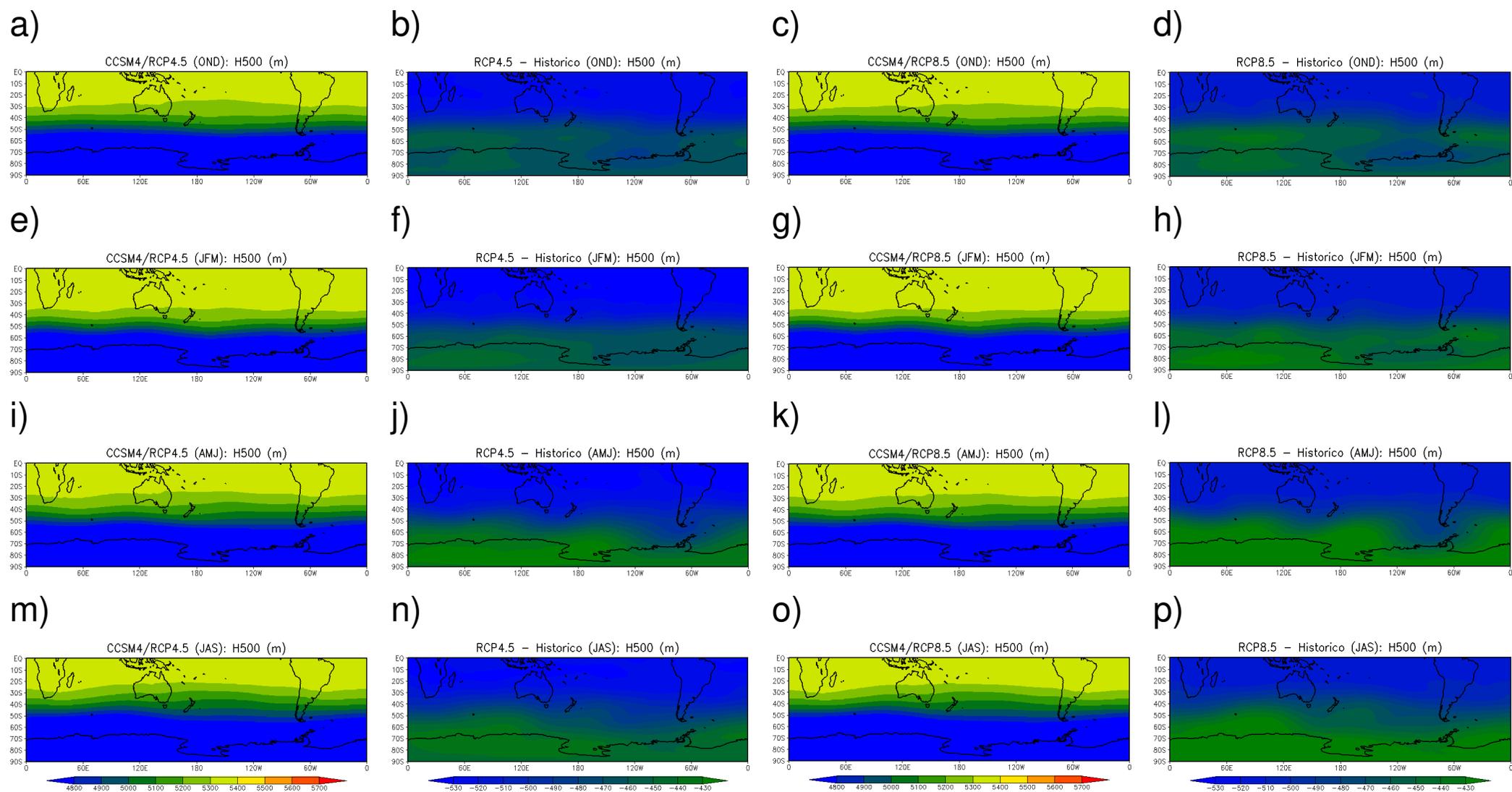


Figura 8.14. Similar à Figura 8.13, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa.

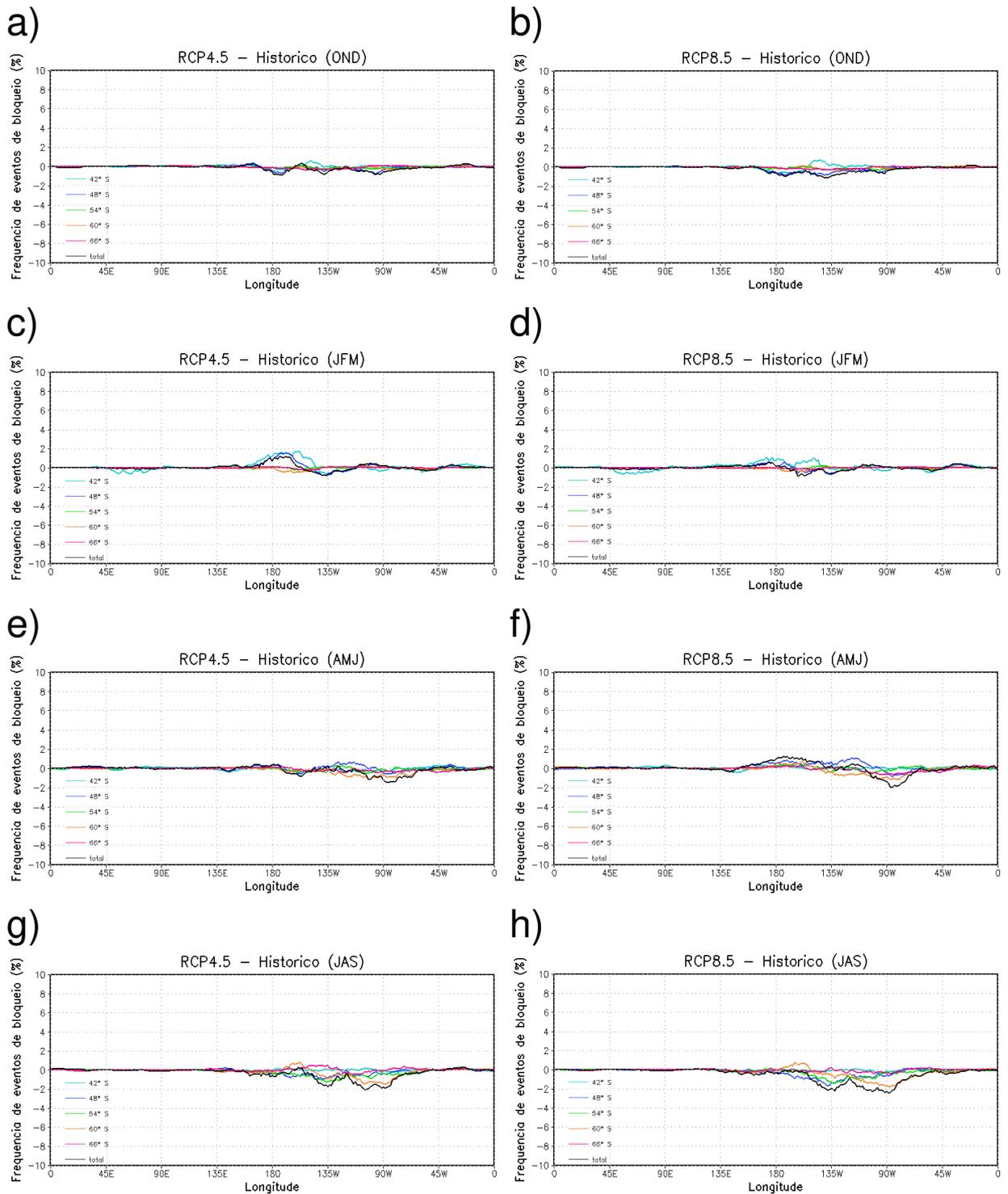


Figura 8.15. Diferença entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude para os cenários futuros (a, c, e, g) RCP4.5, (b, d, f, h) RCP8.5 e a simulação histórica do modelo CCSM4.

8.2.3 NorESM-1

Os jatos de altos níveis em cenários futuros de mudanças climáticas no experimento RCP4.5 do modelo NorESM-1 são enfraquecidos em relação ao experimento histórico em praticamente todo o HS e em todas as estações do ano, embora mais expressivo nas estações frias (**Figuras 8.16b, 8.16f, 8.16j, 8.16n**). Esse padrão desfavorece a atividade de alta frequências (YUAN, 2004; SONG et al., 2011) e, conseqüentemente, favorece a ocorrência de eventos de bloqueio (WILLET, 1949). Por outro lado, no experimento RCP8.5 existe uma intensificação dos jatos em relação ao experimento histórico na região circumpolar antártica durante a primavera austral, enquanto ao norte existe um enfraquecimento (**Figura 8.16d**). Há o mesmo padrão durante o verão austral, porém com valores menores de diferença (**Figura 8.16h**). No outono e inverno austral há enfraquecimento dos jatos, com exceção do sul do Pacífico e Atlântico Sul (**Figuras 8.16l, 8.16p**).

Em relação à altura geopotencial em 500 hPa, tanto no experimento RCP4.5 como no RCP8.5 existe uma redução em relação ao experimento histórico de até -530 m na região tropical, enquanto as menores reduções ocorrem nas latitudes polares em todas as estações do ano (**Figura 8.17**). Existe uma redução nos gradientes meridionais de altura em 500 hPa no HS ao longo do ano, o que inibe a formação de bloqueios.

A frequência de eventos de bloqueio no experimento RCP4.5 é reduzida nas estações quentes e em todas as bandas de latitudes em relação ao experimento histórico (**Figuras 8.18a, 8.18c**). Por outro lado, nas estações frias existe uma tendência de os bloqueios atmosféricos se concentrarem no Hemisfério Ocidental, embora não haja grandes diferenças em relação à frequência (**Figuras 8.18e, 8.18g**). No experimento RCP8.5 há uma redução na frequência de eventos de bloqueio em todas as estações do ano e, assim como no experimento RCP4.5, existe uma tendência de ocorrência de bloqueios atmosféricos no Hemisfério Ocidental (**Figuras 8.18b, 8.18d, 8.18f, 8.18h**).

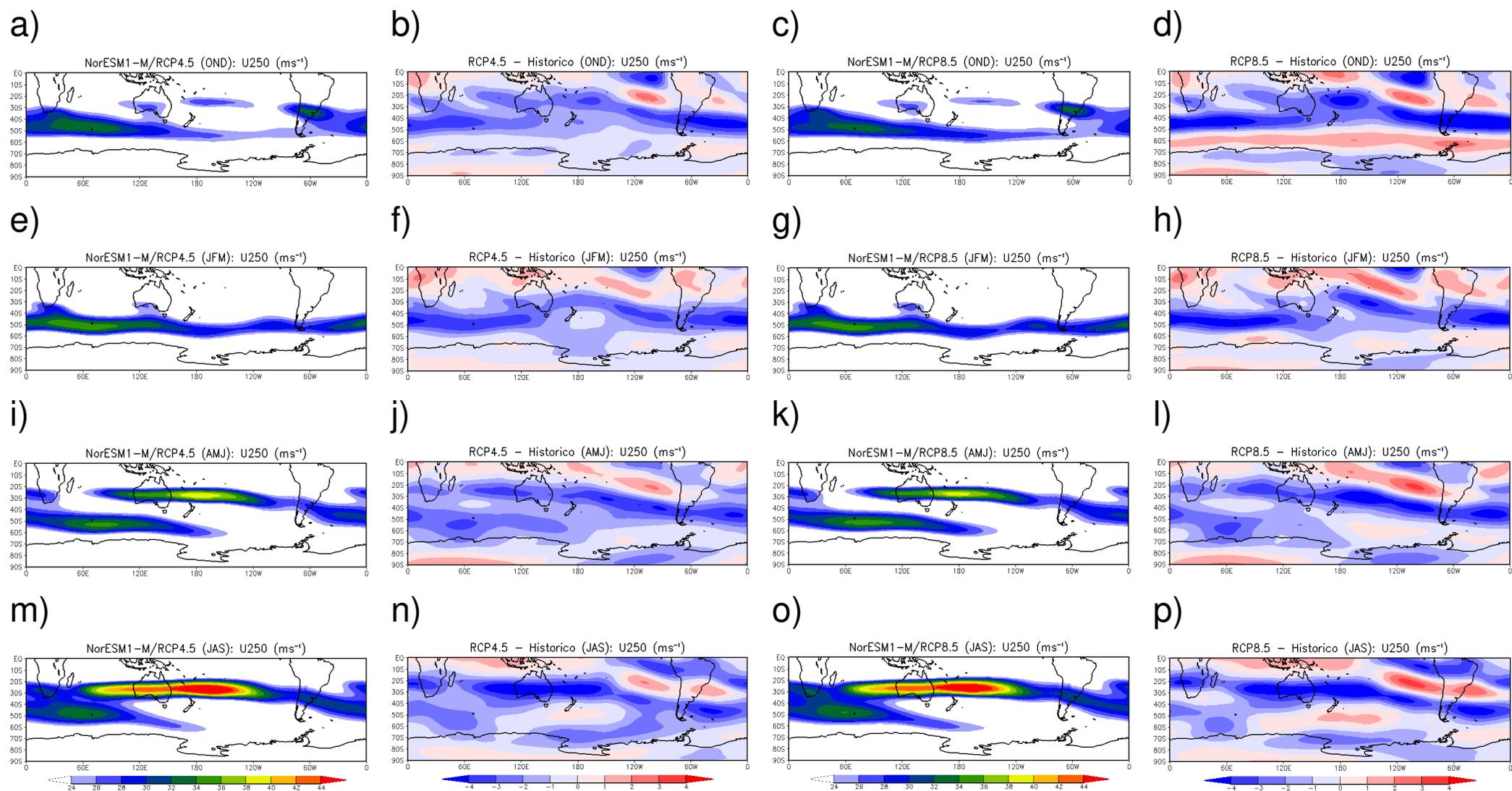


Figura 8.16. Média sazonal do vento zonal em 250 hPa (2006-2100) para os cenários futuros (a, e, i, m) RCP4.5 e (c, g, k, o) RCP8.5, diferença entre (b, f, j, n) o cenário futuro RCP4.5 e a simulação histórica e (d, h, l, p) o cenário futuro RCP8.5 e a simulação histórica do modelo NorESM-1.

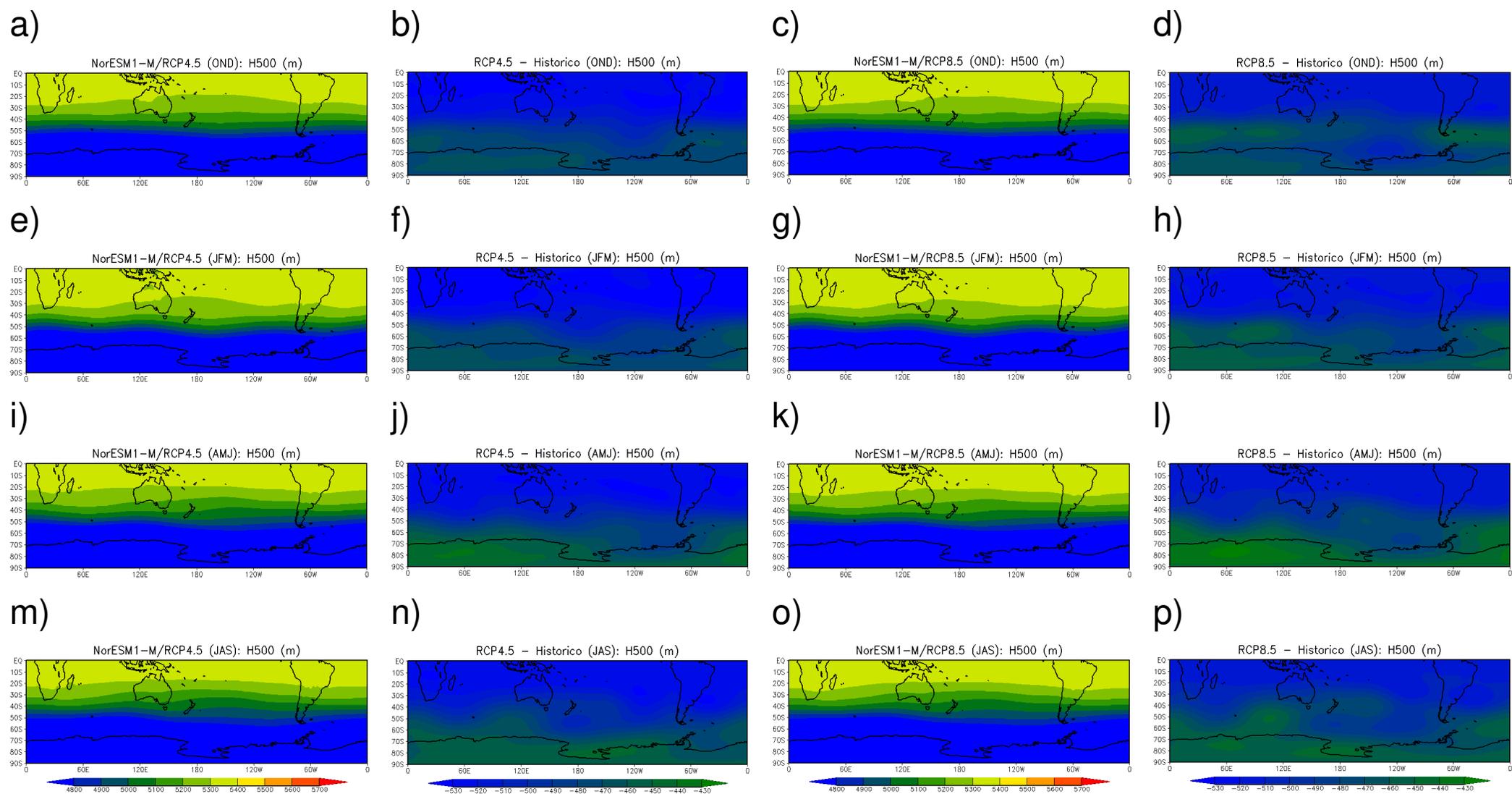


Figura 8.17. Similar à Figura 8.16, mas para a média sazonal de altura geopotencial em 500 hPa.

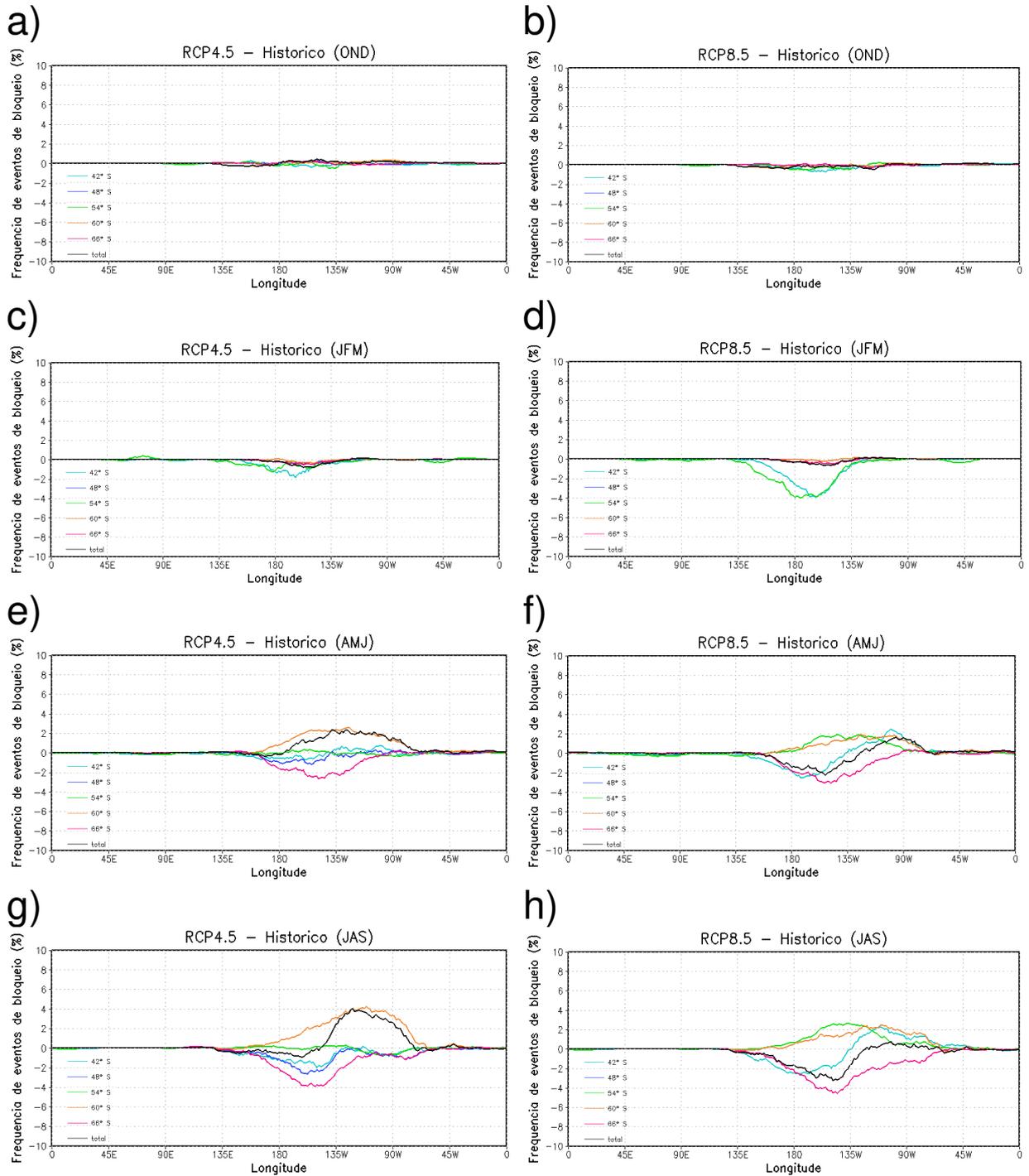


Figura 8.18. Diferença entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio por longitude para os cenários futuros (a, c, e, g) RCP4.5, (b, d, f, h) RCP8.5 e a simulação histórica do modelo NorESM-1.

CAPÍTULO 9

Conclusões

Com os resultados apresentados buscamos compreender as possíveis relações entre os bloqueios atmosféricos no HS e a variabilidade interanual dos extremos de extensão de gelo marinho antártico durante o inverno austral, entre 1979 e 2013. Isso se deve à premissa de que os bloqueios no HS estão associados principalmente às forçantes térmicas (COUGHLAN, 1983), além de que variações na cobertura de gelo marinho têm maior potencial de afetar a circulação atmosférica em relação às anomalias de TSM (KIDSTON et al., 2011), até os níveis médios da troposfera (RAPHAEL; HOBBS; WAINER, 2010; PARISE ET AL., 2015).

Os eventos extremos de gelo marinho nos diferentes setores do HS podem ser divididos em três padrões distintos de forçante tropical/extratropical, que são:

1) Padrão Forçante Tropical 1 (PFT1): Eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell e dos mares de Bellingshausen-Amundsen e eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross

A **Figura 9.1** sumariza alguns dos principais resultados que serão resumidos a seguir. Existe um padrão de anomalias negativas de TSM no Pacífico Equatorial, com exceção de extremos de retração no mar de Weddell (sem significância estatística), associado à supressão de convecção no Pacífico Equatorial centro-oeste. Sobre o norte/nordeste e sudeste da América do Sul há anomalias positivas de precipitação, com orientação noroeste-sudeste. Há anomalias negativas de ROLE no Pacífico Equatorial Oeste em direção ao sul da América do Sul. A grande maioria dos eventos extremos de gelo marinho nestes setores ocorre durante La Niña na região do Niño 1+2. Além disso, todos os episódios de El Niño durante os eventos extremos de gelo marinho são classificados como El Niño-Pacífico Leste. Estes eventos amortizam o padrão de onda de Rossby no HS como uma resposta à forçante TSM no Pacífico Equatorial (SONG et al., 2011). No geral, domina episódios de El Niño e La Niña de intensidade moderada a forte durante os eventos extremos de gelo marinho.

Em extremos de retração no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen há anomalias frias no oeste do Pacífico Sul e anomalias quentes no próprio setor. Em extremos de expansão no setor do mar de Ross as anomalias de TSM estão deslocadas para leste, de forma que as anomalias frias estão localizadas no centro-oeste do Pacífico Sul e as anomalias quentes no leste do mar de Bellingshausen, Passagem de Drake e oeste do mar de Weddell. Por fim, em extremos de retração no setor do mar de Weddell as anomalias de TSM estão deslocadas ainda mais para leste, de forma que as anomalias frias estão no Pacífico Sul central e as anomalias quentes no setor do mar de Weddell. Desta forma, com as anomalias frias de TSM no Pacífico Sul, há um resfriamento da atmosfera adjacente, o que fortalece os gradientes meridionais de temperatura e pressão.

Portanto, há um reforço do jato polar, como também verificado previamente por Raphael, Hobbs e Wainer (2010), Liu et al. (2012) e Tang, Zhang e Francis (2014), bem como do cinturão circumpolar de baixas pressões e do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional no setor do Pacífico Sudeste em torno de 50° S a 60° S. Essa configuração anômala desfavorece a formação de bloqueios atmosféricos. Consequentemente há um aumento na densidade de ciclones. Por conservação de massa, há um enfraquecimento dos movimentos ascendentes em torno de 40° S, o que indica um deslocamento para sul da Célula de Ferrel regional. Também há um fortalecimento do ramo descendente da Célula de Ferrel regional entre 30° e 35° S, o que sugere um fortalecimento da Alta Subtropical do Pacífico Sul. Assim, há uma redução na densidade de ciclones extratropicais nas latitudes entre 30° e 50° S. Sobre a América do Sul há um centro anômalo de alta pressão posicionado no centro-sul do continente, o que poderia indicar a atuação de massas de ar frias, contribuindo para as anomalias frias de temperatura do ar próximo à superfície até as latitudes intertropicais.

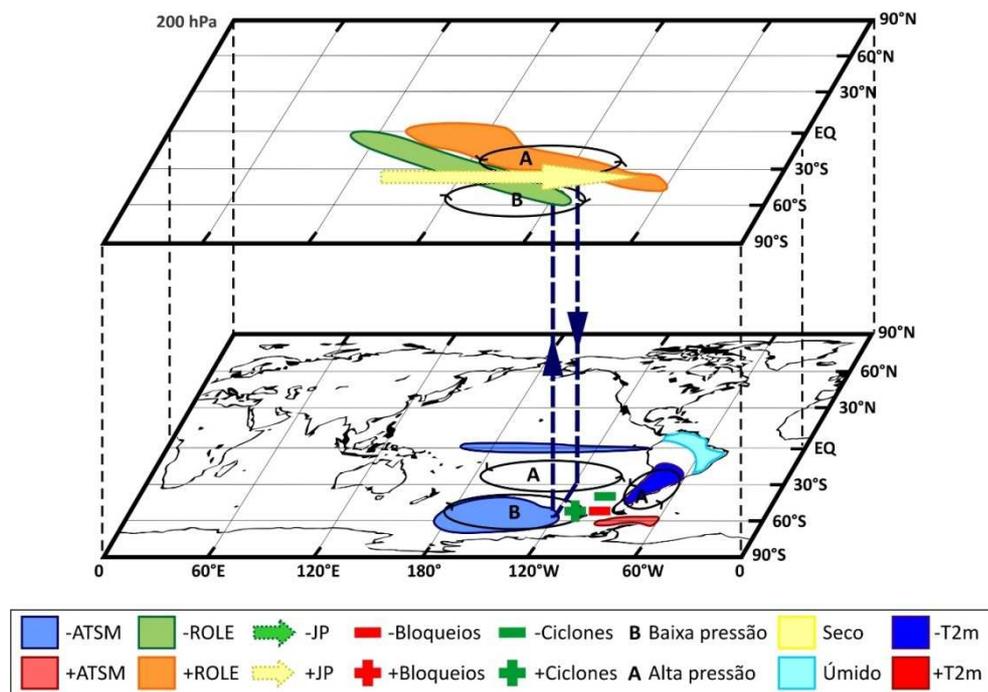


Figura 9.1. Diagrama conceitual do PFT1 durante os eventos extremos interanuais de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell e dos mares de Bellingshausen-Amundsen e eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross durante o inverno austral, entre 1979 e 2013. Sombreado azul (vermelho) de -ATSM (+ATSM) representam anomalias interanuais de TSM negativas (positivas). Sombreado verde (laranja) de -ROLE (+ROLE) representam anomalias interanuais de ROLE negativas (positivas). Seta em verde (amarelo) de -JP (+JP) representa enfraquecimento (fortalecimento) do jato polar. Sinal negativo (positivo) vermelho indica anomalias negativas (positivas) de frequência de eventos de bloqueio. Sinal negativo (positivo) verde indica anomalias negativas (positivas) de densidade de ciclones. B (A) representam anomalias interanuais de baixa (alta) pressão. Sombreado amarelo (azul) indica anomalias interanuais negativas (positivas) de precipitação. Sombreado azul forte (vermelho forte) de -T2m (+T2m) indica anomalias interanuais negativas (positivas) de temperatura do ar a 2 m.

2) Padrão Forçante Tropical 2 (PFT2): Eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross, Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell

A **Figura 9.2** sumariza alguns dos principais resultados que serão resumidos a seguir. Padrão de anomalias quentes de TSM no Pacífico Equatorial, bem como no Pacífico Sul, resultando em convecção anômala na região do Niño 4, com exceção de extremos de retração no Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste (sem significância estatística). Na América do Sul há anomalias negativas de precipitação, com orientação noroeste-sudeste, abrangendo o norte da região Sudeste do Brasil. A grande maioria dos eventos extremos de gelo marinho nestes setores ocorre durante a fase negativa da AAO, com exceção dos eventos extremos de retração no setor do Oceano Pacífico Oeste, em que domina episódios de El Niño na região do Niño 3.4 e Niño 4. Além disso, todos os episódios de El Niño durante os eventos extremos de gelo marinho são classificados como El Niño-Pacífico Central nos setores do mar de Ross e Weddell e domina nos setores do Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. El Niño-Pacífico Central contribui para uma forte resposta da onda de Rossby devido à forçante TSM no Pacífico Equatorial e enfraquece o jato polar, de forma que as anomalias no Dipolo Antártico (centro/leste do Pacífico Sul e Atlântico Sul) são fortalecidas, bem como a retroalimentação ar-gelo-mar (SONG et al., 2011). No geral, predomina episódios de El Niño e La Niña de intensidade moderada a forte durante os eventos extremos de gelo marinho, com exceção do mar de Weddell, em que domina El Niño de intensidade fraca.

Em extremos de retração no mar de Ross e Oceano Pacífico Oeste há anomalias frias de TSM no leste do mar de Bellingshausen e Passagem de Drake, enquanto em extremos de retração no Oceano Índico há anomalias frias nestas regiões e também no oeste do mar de Weddell. Em extremos de expansão no mar de Weddell há resfriamento da TSM em todas as regiões supracitadas e também em todo o mar de Weddell. Com o aquecimento anômalo no Pacífico Sul, o padrão de circulação é oposto ao observado em eventos extremos de retração (expansão) de gelo marinho no setor do mar de Weddell e dos mares de Bellingshausen-Amundsen (setor do mar de Ross). Portanto, há um enfraquecimento dos gradientes meridionais de temperatura e pressão, o que enfraquece o jato polar, assim como o cinturão circumpolar de baixas pressões e o ramo ascendente da Célula de Ferrel regional no setor do Pacífico Sudeste. Desta forma, há um favorecimento a uma maior frequência de eventos de bloqueio. Como consequência, há uma menor densidade de ciclones. Por outro lado, nas latitudes médias há uma redução das pressões e um fortalecimento do ramo ascendente da Célula de Ferrel regional, o que favorece uma maior densidade de ciclones nestas latitudes e, assim, anomalias

negativas de temperatura do ar próximo à superfície no extremo sul da América do Sul. Este processo é um reflexo do reajuste de massa entre as latitudes médias e altas.

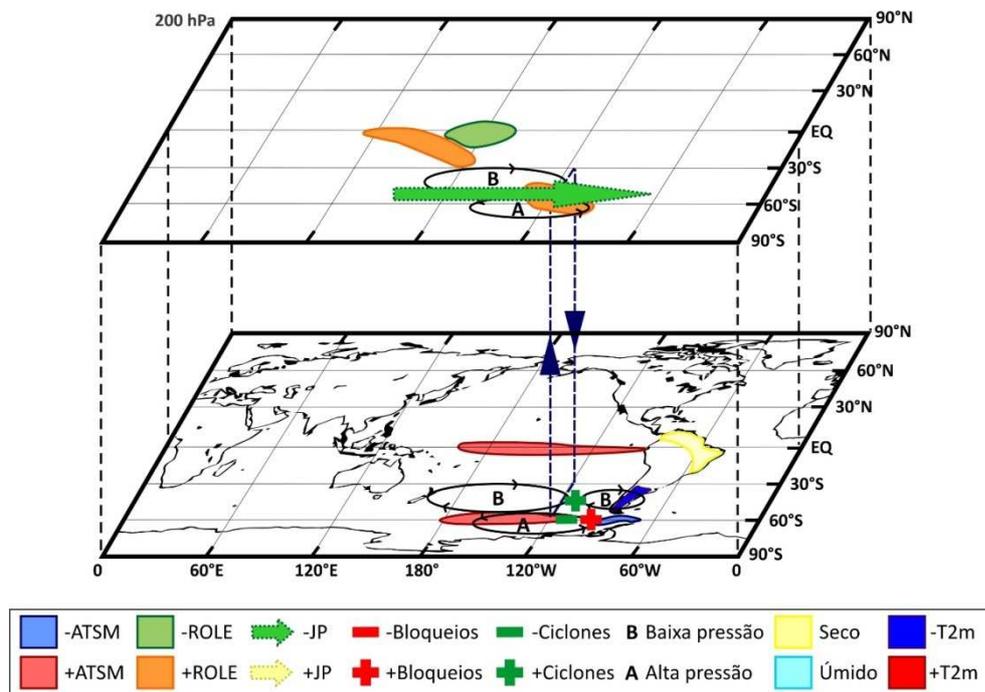


Figura 9.2. Similar à Figura 9.1, mas em relação ao PFT2 durante os eventos extremos interanuais de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross, Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell durante o inverno austral, entre 1979 e 2013.

3) Padrão Forçante Extratropical (PFE): Eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico e do Oceano Pacífico Oeste

A **Figura 9.3** sumariza alguns dos principais resultados que serão resumidos a seguir. Padrão de anomalias de TSM quentes no Atlântico Sudoeste. Em extremos de expansão no setor do Oceano Pacífico Oeste há anomalias frias neste setor, assim como em extremos no setor do Oceano Índico há anomalias frias no próprio setor, no setor do Oceano Pacífico Oeste e Pacífico Sul. Há anomalias de pressão zonalmente simétricas e fora de fase entre as latitudes médias e altas, com uma componente não anular sobre o Pacífico Sudeste. Assim, há anomalias negativas de pressão sobre o continente antártico e Pacífico Sudeste e anomalias positivas nas latitudes médias do Pacífico Sul e Atlântico Sudoeste, o que fortalece o jato polar. Portanto, há um desfavorecimento aos eventos de bloqueio, o que implica a uma maior densidade de ciclones nas latitudes em torno de 60° e 70° S, junto à costa da Antártica. Por outro lado, nas latitudes ao norte há uma menor densidade de ciclones. A anomalia de alta pressão sobre o centro-sul da América do Sul

sugere a atuação de massas de ar frias, contribuindo para as anomalias frias de temperatura do ar próximo à superfície até as latitudes intertropicais.

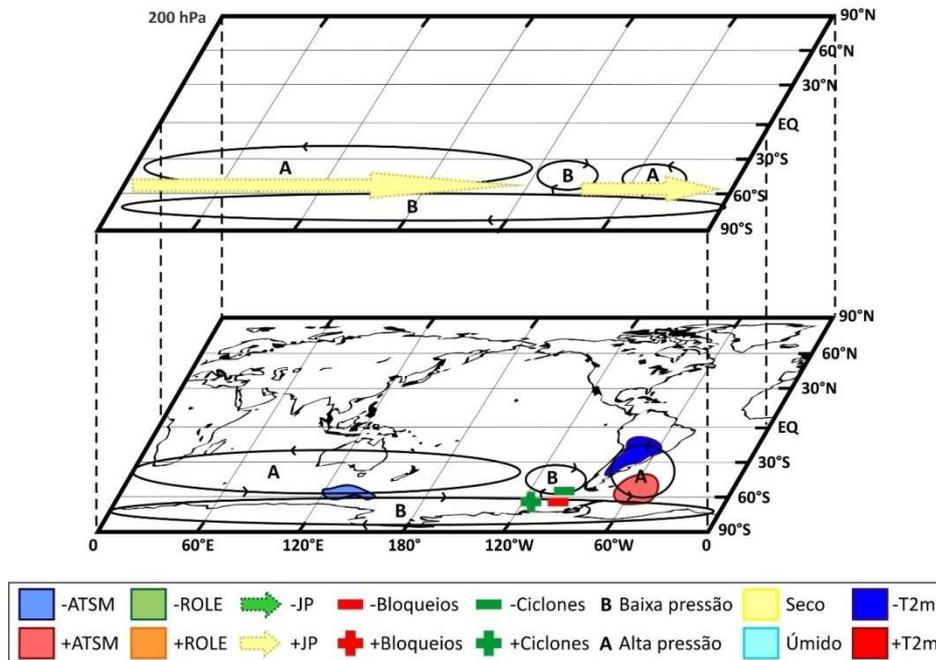


Figura 9.3. Similar à Figura 9.1, mas em relação ao PFE durante os eventos extremos interanuais de expansão no setor do Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste durante o inverno austral, entre 1979 e 2013.

Os resultados mostram que a maior frequência média de eventos de bloqueio durante os eventos extremos de gelo marinho nos setores do HS ocorre em 60° S, que é uma região muito próxima à borda do gelo marinho no inverno austral, chegando a estar localizada sobre a cobertura de gelo marinho em alguns setores. A extensão da resposta anômala da circulação atmosférica e da TSM é geralmente maior em eventos extremos de expansão de gelo marinho, possivelmente devido ao gelo marinho derreter mais rapidamente e congelar mais vagarosamente. Estas observações são consistentes com Cunningham e Bonatti (2011).

O presente estudo mostra que durante os eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Ross/mar de Weddell (mares de Bellingshausen-Amundsen/mar de Ross) existe um padrão espacial das anomalias interanuais dos campos atmosféricos semelhante ao PSA associado à fase quente (fria) do ENOS, o que é consistente com a literatura (*e.g.*, YUAN; MARTINSON, 2001; YUAN, 2004; SIMPKINS et al., 2012). Por outro lado, eventos extremos de retração (expansão) no setor do Oceano Índico apresentam um padrão semelhante à fase negativa (positiva) da AAO. Yuan e Li (2008) ressaltam que a influência da AAO sobre o gelo marinho é relativamente mais importante neste setor do que nos

outros. Contudo, nossos resultados evidenciam que embora exista um padrão espacial dominante de anomalias interanuais associado ao ENOS e AAO durante os eventos extremos de gelo marinho, eventos extremos também ocorrem nas diferentes fases da AAO, ENOS e anos Neutros.

Também foi avaliado o potencial de três MCGAOs (MIROC5, CCSM4 e NorESM1-M) em simular a atividade de bloqueios para o clima presente e em dois cenários futuros de forçante radiativa: RCP4.5 e RCP8.5. O modelo com maior subestimação de gelo marinho antártico (MIROC5) apresentou um enfraquecimento do jato polar e um aumento na altura geopotencial em 500 hPa em relação aos dados observados, o que resultou em um aumento na frequência de eventos de bloqueios. Por outro lado, o modelo com maior superestimação de gelo marinho antártico (CCSM4) apresentou um jato polar mais intenso e menor altura em 500 hPa, resultando em redução na frequência de eventos de bloqueios. Em cenários futuros de mudanças climáticas, o nível de incerteza dos modelos é tão grande, que mesmo mudando a forçante, o sinal continua sendo fraco, de forma que os modelos têm dificuldades em reproduzir os bloqueios atmosféricos.

Os resultados deste estudo poderão ser empregados como precursores para a previsão de longo prazo dos bloqueios no HS. Da mesma forma, irá contribuir para aprimorar o entendimento sobre os mecanismos relacionados aos bloqueios atmosféricos, auxiliando na implementação de representações mais adequadas da circulação geral da atmosfera em modelos de grande escala. Sugere-se que eventos extremos de gelo marinho antártico podem criar condições favoráveis ou desfavoráveis à ocorrência de eventos de bloqueio, evidenciando a interação entre fenômenos de baixa e alta frequência, o que sugere a natureza altamente não linear associada aos bloqueios atmosféricos.

9.1 Sugestões para trabalhos futuros

Algumas questões relevantes surgem a partir deste estudo, as quais apontam para o desenvolvimento de trabalhos futuros, tais como:

- Realizar simulações numéricas com o modelo NorESM1-M, o qual apresenta a melhor representação do gelo marinho, em extremos de retração e expansão de gelo marinho, avaliando a frequência de eventos de bloqueio e a circulação atmosférica associada;

- Avaliar a variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e Pacífico Sul em eventos extremos de extensão de gelo marinho antártico e os possíveis impactos no Sistema de Monções da América do Sul;
- Analisar o impacto de eventos extremos de gelo marinho antártico na TSM do Oceano Atlântico Sul tropical e como isso afeta a convecção e a precipitação sobre a América do Sul.

Referências

- AMBRIZZI, T.; MARQUES, R.; NASCIMENTO, E. **Tempo e Clima no Brasil**. Bloqueios atmosféricos. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 463 p., 2009.
- ANSTEY, J.A. et al. Multi-model analysis of Northern Hemisphere winter blocking: Model biases and the role of resolution, **J. Geophys. Res. Atmos.**, v.118, p.3956-3971, 2013.
- BARNES, E.A.; SLINGO, J.; WOOLLINGS, T.A methodology for the comparison of blocking climatologies across indices, models and climate scenarios. **Climate Dyn.**, v.38, p.2467-2481, 2012.
- BARRIOPEDRO, D. et al. "Application of blocking diagnosis methods to General Circulation Models. Part II: model simulations". **Climate Dyn.**, v.35, p.1373-1391, 2010b.
- BARRIOPEDRO, D.; GARCÍA-HERRERA, R.; TRIGO, R.M. Application of blocking diagnosis methods to General Circulation Models. Part I: A novel detection scheme. **Climate Dyn.**, v.35, p.1373-1391, 2010a.
- BATES, G.T.; MEEHL, G.A. The effect of co2 concentration on the frequency of blocking in a general-circulation model coupled to a simple mixed layer ocean model. **Mon. Weather Rev.**, v.114, p.687-701, 1986.
- BENGTSSON, L. et al. The need for a dynamical climate reanalysis. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v.88, p.495-501, 2007.
- BENTSEN, M. et al. The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M - Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate. **Geosci. Model. Dev.**, v.6, p.687-720, 2013.
- BERCKMANS, J. et al. Atmospheric blocking in a high resolution climate model: influences of mean state, orography and eddy forcing. **Atmos. Sci. Lett.**, v.14, p.34-40, 2013.
- BERRISFORD, P. et al. *'The ERA-Interim Archive'*. **ERA Report Series**, n.1. ECMWF: Reading, UK. 2009.
- BERRISFORD, P.; HOSKINS, B.J.; TYRLIS, E. Blocking and Rossby wave breaking on the Dynamical Tropopause in the Southern Hemisphere. **J. Atmos. Sci.**, v.64, p.2881-2898, 2006.
- BURKHARDT, J.P.; LUPO, A.R. The planetary and synoptic-scale interactions in a southeast Pacific blocking episode using PV diagnostics. **J. Atmos. Sci.**, v.62, p.1901-1916, 2005.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **J. Climate**, v.18, p.702-718, 2005.
- CASARIN, D.P.; KOUSKY, V.E. Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul. **Anais do II Congresso Brasileiro de Meteorologia**, v.2, p.225-253, 1982.
- CAVALIERI, D.J.; PARKINSON, C.L. Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2006. **Geophys. Res. Lett.**, v.113, p.1-19, 2008.
- CAVALIERI, D.J. et al. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets. **J. Geophys. Res.**, v.104, p.803-15, 1999.
- CHEN, B.; SMITH, S.R.; BROMWICH, D.H. Evolution of the tropospheric split jet over the South Pacific Ocean during the 1986–89 ENSO cycle. **Mon. Wea. Rev.**, v.124, p.1711-1731, 1996.

- COMISO, J.C. "Polar Oceans from Space." **41 (Atmospheric and Ocea)**: New York: Springer, p.1-507, 2010.
- COUGHLAN, M.J. A comparative climatology of blocking action in the two hemispheres. **Aust. Met. Mag.**, v.31, p.3-13, 1983.
- CPC/NOAA. **El Niño Regions**. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/nino_regions.shtml>. Acesso em 20 Set. 2015.
- CRESSMAN, G.P. An Operational Objective Analysis System. **Mon. Wea. Rev.**, v.7, p.367-374, 1959.
- CUNNINGHAM C.A.C. **Influências potenciais na circulação atmosférica do Hemisfério Sul de anomalias positivas e negativas na camada de gelo marinho no Mar de Ross**. São José dos Campos, SP: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Originalmente apresentada como tese de doutorado, INPE, 2011.
- CUNNINGHAM C.A.C.; BONATTI, J.P. Role of sea ice in forcing the austral spring atmospheric circulation in the CPTEC AGCM. In: **10th Conference on Polar Meteorology and Oceanography**, 2009, Madison. Proceedings of 10th Conference on Polar Meteorology and Oceanography, 2009.
- CUNNINGHAM, C.A.; BONATTI, J.P. Local and remote responses to opposite Ross Sea ice anomalies: a numerical experiment with the CPTEC/INPE AGCM. **Theor. Appl. Climatol.**, v.106, p.23-44, 2011.
- DAY, J.J. et al. Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent. **Environ. Res. Lett.**, v.7, 2012.
- DEE, D.P. Bias and data assimilation. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.131, p.3323-3343, 2005.
- DEE, D.P. et al. Comments on 'Reanalyses suitable for characterizing long-term trends'. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v.92, p.65-70, 2011.
- DOLE, R.M. Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Structure. **Mon. Weather Rev.**, v.114, p.178-207, 1986a.
- DOLE, R.M. The life cycles of persistent anomalies and blocking over the North Pacific. **Adv. Geophys.**, v.29, p.31-69, 1986b.
- DONG, L.; VOGELSANG, T.J.; COLUCCI, S.J. Interdecadal Trend and ENSO-Related Interannual Variability in Southern Hemisphere Blocking. **J. Climate**, v.21, p.3068-3077, 2008.
- ESCOBAR, G. Tempo e clima no brasil. Jatos de altos níveis. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 463p., 2009.
- FOGT, R.L.; BROMWICH, D.; HINES, K.M. 2010. Understanding the AAO influence on the South Pacific ENSO teleconnection. **Clim. Dynam.** DOI: 10.1007/s00382-010-0905-0.
- FREDERIKSEN, C.S.; ZHENG, X. Variability of Seasonal-mean fields Arising from Intra-seasonal Variability: Part 3. Applications to SH Winter and Summer Circulations. **Clim. Dynam.**, v.28, p.849-866, 2007.
- GENT, P.R. et al. The Community Climate System Model Version 4. **J. Climate**, v.24, p.4973-4991, 2011.
- GILLETT, N.P.; KELL, T.D.; JONES, P.D. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophys. Res. Lett.**, v.33, p.1-4, 2006.
- GRIMM, A.M.; AMBRIZZI, T. **Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales**. In: Françoise Vimeux;

- Florence Sylvestre; Myriam Khodri. (Org.). Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. Netherlands: Springer Netherlands, v.14, p.159-191, 2009.
- HIGGINS, R.W.; MO, K.C. Persistent circulation anomalies and the tropical intraseasonal oscillation. **J. Climate**, v.10, p.223- 244, 1997.
- HIGGINS, R.W.; SCHUBERT, S.D. Simulated life cycles of persistent anticyclonic anomalies over the North Pacific: Role of synoptic-scale eddies. **J. Atmos. Sci.**, v.51, p.3238–3259, 1994.
- HOLLAND, M. et al. Improved sea ice shortwave radiation physics in CCSM4: The impact of melt ponds and aerosols on Arctic sea ice. **J. Clim.**, v.25, p.1413-1430, 2012.
- IPCC. **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535p., 2013.
- JUNG, T. et al. High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: experimental design, model climate and seasonal forecast skill. **J. Climate**, v.25, p.3155-3172, 2012.
- KALKSTEIN, L.S.; JAMASON, P.F.; GREENE, J.S.; LIBBY, J.; ROBINSON, L. The Philadelphia hot weather-health watch/warning system: Development and application, summer 1995. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.77, p.1519-1528. 1996.
- KANAMITSU, M. et al. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v.83, p.1631-1643, 2002.
- KARL, T.R.; KNIGHT, R.W. The 1995 Chicago heat wave: How likely is a recurrence? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.78, p.1107-1119, 1997.
- KAROLY, D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events, **J. Climate**, v.2, p.1239-1252, 1989.
- KATTSOV, V. et al. Arctic sea ice change: A grand challenge of Climate Science. **J. Glaciol.**, v.56, p.1115-1121, 2010.
- KAY, J. E.; HOLLAND, M.M.; JAHN, A. Inter-annual to multi-decadal Arctic sea ice extent trends in a warming world. **Geophys. Res. Lett.**, v.38, 2011.
- KAYANO, M.T. Southeastern Pacific blocking episodes and their effects on the South American weather. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.69, p.145-155, 1999.
- KAYANO, M.T.; KOUSKY, V.E. Southern Hemisphere Blocking: A comparison Between to Indices. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v.42, p.165-170, 1990.
- KIDSON, J.W. Interannual Variations in the Southern Hemisphere Circulation. **J. Climate**, v.1, p.1177-1198, 1988.
- KIDSON, J.W. Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP–NCAR reanalyses. **J. Climate**, v.12, p.2807-2830, 1999.
- KIDSON, J.W.; RENWICK, J.A. The Southern Hemisphere Evolution of ENSO during 1981-1999, **J. Climate**, v.15, p.847-863, 2002.
- KIDSON, J.W.; WATTERSON, I.G. The Structure and Predictability of the “High-Latitude Mode” in the CSIRO9 General Circulation Model. **J. Atmos. Sci.**, v.56, p.3859-3873, 1999.
- KIDSTON, J. et al. The influence of Southern Hemisphere sea-ice extent on the latitude of the mid-latitude jet stream. **Geophys. Res. Lett.**, v.38, 2011.

- KIKUCHI, Y. Numerical simulation of the blocking process. **J. Meteor. Soc. Japan.**, v.47, p.29-54, 1969.
- KILADIS, G.N.; MO, K.C. Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere*. **Meteor. Monogr.**, Am. Meteor. Soc., v.49, p.307-336, 1998.
- KING, J.C.; TURNER, J. **Antarctic Meteorology and Climatology**. 5.ed. Cambridge: University Press, 409p., 1997.
- KNOW, R; COMISO, J.C. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. **Geophys. Res. Lett.**, v.29, 2002.
- KOLDUNOV, N.V.; STAMMER, D.; MAROTZKE, J. Present-day Arctic sea ice variability in the coupled ECHAM5/MPI-OM model. **J. Climate**, v.23, p.2520-2543, 2010.
- KUG, J.-S.; JIN, F.-F.; AN, S.-I. Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. **J. Climate**, v.22, p.1499-1515, 2009.
- LANDRUM, L. et al. Antarctic sea ice climatology, variability, and late twentieth-century change in CCSM4. **J. Climate**, v.25, p.4817-4838, 2012.
- LEFEBVRE, W.; GOOSSE, H. Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice-ocean system: the role of the thermal and mechanical forcing. **Ocean. Sci.**, v.1, p.145-157, 2005.
- LEJENÑAS, H. Characteristics of Southern Hemisphere Blocking as determined from a time series of observational data. **Q. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.110, p.967-979, 1984.
- LIEBMANN, B.; SMITH, C.A. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v.77, p.1275-1277, 1996.
- LIU, J.; CURRY, J.A.; MARTINSON, D.G. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. **Geophys. Res. Lett.**, v.31, 2004.
- LIU, J.; CURRY, J.A.; WANG, H.; SONG, M.; HORTON, R.M. Impact of declining Arctic sea ice on winter *snowfall*. **P. Natl. Acad. Sci. USA**, v.109, p.4074-4079. 2012.
- LUO, D.; LI, J.; HUANG, F. "Life Cycles of Blocking Flows Associated with Synoptic-scale Eddies: Observed Results and Numerical Experiments," **Adv. Atmos. Sci.**, n. 4, v.19, 2002.
- LUPO, A.R.; SMITH, P.J. The interactions between a midlatitude blocking anticyclone and synoptic-scale cyclones that occurred during the summer season. **Mon. Wea. Rev.**, v.126, p.502-515, 1998.
- MAGALHÃES NETO, N. et al. A multivariate analysis of Antarctic sea ice since 1979. **Clim. Dynam.**, v.38, p.1115-1128, 2012.
- MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. A diagnosis of a long lasting blocking event over the southeast Pacific Ocean. **Mon. Wea. Rev.**, v.127, p.1761-1776, 1999.
- MARQUES, R.F.C.; RAO, V.B. A diagnosis of a long-lasting blocking event over the Southeast Pacific Ocean. *Monthly Weather Review* **127**: 1761–1776, 1998.
- MARQUES, R.F.C.; RAO, V.B. Interannual variations of blockings in the Southern Hemisphere and their energetics, **J. Geophys. Res.**, v.105, p.4625-4636, 2000.
- MARSHALL, G.J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **J. Climate**, v.16, p.4134-4143, 2003.
- MATSUEDA, M.; MIZUTA, R.; KUSUNOKI, S. Future change in winter-time atmospheric blocking simulated using a 20-km-mesh atmospheric global circulation model. **J. Geophys. Res.**, v.114, 2009.

- MELSOM, A.; LIEN, V.; BUDGELL, W.P. Using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) to improve the ocean circulation from a GCM 20th century simulation. **Ocean. Dyn.**, v.59, p.969-981, 2009.
- MENDES, M.C.D. et al. Blocking Episodes in the Southern Hemisphere: Impact on the Climate of Adjacent Continental Areas. **Pure Appl. Geophys.** (Printed ed.), v.165, p.1941-1962, 2008.
- MENDES, M.C.D. et al. Climatologia de bloqueios sobre o Oceano Pacífico Sul: período de 1960 a 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v.20, p.175-190, 2005.
- MENÉNDEZ, C.G.; SERAFINI, Y.V.; LE TREUT, H. The effect of sea-ice on the transient atmospheric eddies of the Southern Hemisphere. **Clim. Dynam.**, v.15, p.659-671, 1999a.
- MENÉNDEZ, C.G.; SERAFINI, Y.V.; LE TREUT, H. The storm tracks and the energy cycle of the Southern Hemisphere: sensitivity to sea-ice boundary conditions. **Ann. Geophys. Atmos. Hydros. Space. Sci.**, v.17, p.1478-1492, 1999b.
- MO, K.C.; GHIL, M. Statistics and Dynamics of Persistent Anomalies. **J. Atmos. Sci.**, v.44, p.877-902, 1987.
- MO, K.C.; HIGGINS, R.W. The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere Winter. **Mon. Wea. Rev.**, v.126, p.1581-1596, 1998.
- MO, K.C.; NOGUES PEAGLE, J.; HIGGINS, R.W. Atmospheric processes associated with summer floods and droughts in the central United States. **J. Climate**, v.10, p.3028-3046, 1997.
- MO, K.C.; PAEGLE J.N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **Int. J. Climatol.**, v.21, p.1211-1229, 2001.
- MOSS, R.H. et al. The Next Generation of Scenarios for Climate Change Research and Assessment. **Nature**, v.463, p.747-756, 2010.
- MURRAY, R.J.; SIMMONDS, I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. **Aust. Meteorol. Mag.**, v.39, p.155-166, 1991.
- NAKAMURA, H., Rotational evolution of potential vorticity associated with a strong blocking flow configuration over Europe. **Geophys. Res. Lett.**, v.21, p.2003-2006, 1994.
- NAKAMURA, H.; FUKAMACHI, T. "Evolution and Dynamics of Summertime Blocking over the Far East and Associated Surface Okhotsk High," **Quart. J. Roy. Meteorol.Soc.**, v.130,2004.
- NAKAMURA, H.; NAKAMURA, M.; ANDERSON, J.L. The Role of High- and Low-frequency Dynamics in Blocking Formation. **Mon. Wea. Rev.**, n.9, v.125, 1997.
- NAKAMURA, H.; WALLACE, J. M. Synoptic behaviour of baroclinic eddies during blocking onset. **Mon. Weather Rev.**, v.121, p.1892-1903, 1993.
- NAKAMURA, H.; WALLACE, J.M. Observed changes in baroclinic wave activity during the life cycles of low-frequency circulation anomalies. **J. Atmos. Sci.**, v.47, p.1100-1116, 1990.
- NASCIMENTO, E.L.; AMBRIZZI, T. The influence of Atmospheric blocking on the Rossby Wave propagation in Southern Hemisphere winter flows. **J. Meteorol. Soc. Jpn.**, v.80, p.139-159, 2002.
- OLIVEIRA, F.N.M. **Climatologia de bloqueios atmosféricos no hemisfério Sul: observações, simulações do clima do século XX e cenários futuros de mudanças climáticas.** São Paulo, SP: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Originalmente apresentada como tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 2011.

- OLIVEIRA, F.N.M.; AMBRIZZI, T. The effects of ENSO-types and SAM on the large-scale southern blockings. **Int. J. Climatol.**, 2016. DOI: 10.1002/joc.4899.
- OLIVEIRA, F.N.M.; CARVALHO, L.M.V.; AMBRIZZI, T. A new climatology for Southern Hemisphere blockings in the winter and the combined effect of ENSO and SAM phases. **Int. J. Climatol.**, v.1, p. n/a-n/a, 2013.
- PARISE, C.K. et al. The Influence of Sea Ice Dynamics on the Climate Sensitivity and Memory to Increased Antarctic Sea Ice. **J. Climate**, v.28, p.9642-9668, 2015.
- PEDERSEN, C.A. et al. A new sea ice albedo scheme including melt ponds for ECHAM5 general circulation model. **J. Geophys. Res.**, v.114, 2009.
- PEZZA, A.B.; DURRANT, T.; SIMMONDS, I.; SMITH, I. Southern Hemisphere synoptic behavior in extreme phases of SAM, ENSO, sea ice extent, and southern Australia rainfall. **J. Climate**, v.21, p.5566-5584, 2008.
- RAMPAL, P. et al. IPCC climate models do not capture Arctic sea ice drift acceleration: Consequences in terms of projected sea ice thinning and decline. **J. Geophys. Res. Oceans.**, v.116, 2011.
- RAPHAEL, M.N. The influence of atmospheric zonal wave three on Antarctic sea ice variability. **J. Geophys. Res.**, v.112, 2007.
- RAPHAEL, M.N.; HOBBS, W. The influence of the large-scale atmospheric circulation on Antarctic sea ice during ice advance and retreat seasons. **Geophys. Res. Lett.**, v.41, p.5037-5045, 2014.
- RAPHAEL, M.N.; HOBBS, W.; WAINER, I. The effect of Antarctic sea ice on the Southern Hemisphere atmosphere during the southern summer. **Clim. Dynam.**, v.36, p.1403-1417, 2010.
- REBOITA, M.S. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. 294 pg. Tese (Doutorado) - DCA/IAG/USP, São Paulo, 2008.
- REBOITA, M.S. et al. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, p.185-204, 2010.
- REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R.P. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.1, p.48-55, 2009.
- RENWICK, J.A. ENSO-Related Variability in the Frequency of South Pacific Blocking. **Mon. Weather Rev.**, v.126, p.3117-3126, 1998.
- RENWICK, J.A. Southern Hemisphere circulation and relations with sea ice and sea surface temperature. **J. Climate**, v.15, p.3058-3068, 2002.
- RENWICK, J.A.; REVELL, M.J. Blocking over South Pacific and Rossby Wave Propagation. **Mon. Weather Rev.**, v.127, p.2233-2247, 1999.
- REX, D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate, Part II: The climatology of blocking action. **Tellus**, v.2, p.275-301, 1950b.
- REX, D.F. Blocking Action in the middle troposphere and its effect upon regional climate, Part I: An aerological study of blocking action. **Tellus**, v.2, p.196-211, 1950a.
- RIFFENBURGH, B. (Ed.). **Encyclopedia of the Antarctic: índice L-Z**. New York: Routledge. 2007.
- RUTLLANT, J.; FUENZALIDA, H. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. **Int. J. Climatol.**, v.11, p.63-76, 1991.

- SCAIFE, A.A. et al. Atmospheric blocking and mean biases in climate models, **J. Climate**, v.23, p.6143-6152, 2010.
- SCAIFE, A.A. et al. Improved Atlantic winter blocking in a climate model. **Geophys. Res. Lett.**, v.38, 2011.
- SHAKINA, N.; IVANOVA, A. The blocking anticyclones: The state of studies and forecasting. **Russ. Meteor. Hydrol.**, v.35, p.721-730, 2010.
- SHUKLA, J. SST anomalies and blocking. **Adv. Geophys.**, v.29, p.443-452, 1986.
- SIMMONDS, I.; BUDD, W.F. Sensitivity of the southern hemisphere circulation to leads in the Antarctic pack ice. **Q. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.117, p.1003-1024, 1991.
- SIMMONDS, I.; WU, X.R. Cyclone behavior response to changes in winter Southern Hemisphere sea-ice concentration. **Q. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.119, n.513, p.1121-1148, 1993.
- SIMMONS, A.J. et al. 'ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards'. **ECMWF Newsletter**, v.110, p.2-35, 2007.
- SIMÕES, J.C. et al. Ciência Antártica para o Brasil: Um plano de ação para o período 2013-2022. Brasília: Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação, 2013.
- SIMÕES, J.C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v.4, p.119-154, 2004.
- SIMPKINS, G.R. et al. Seasonal Relationships between Large-Scale Climate Variability and Antarctic Sea Ice Concentration. **J. Climate**, v.25, p.5451-5469, 2012.
- SINCLAIR, M.R. A climatology of anticyclones and blocking for the southern hemisphere. **Mon. Weather Rev.**, v.124, p.245-263, 1996.
- SINCLAIR, M.R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Mon Weather Rev**, v.123, p.1601-1619, 1995.
- SINCLAIR, M.R. An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. **Mon Weather Rev**, v.122, p.2239-2256, 1994.
- SINCLAIR, M.R. Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity, and Climatology. **Weather Forecast.**, v.12, p.595-612, 1997.
- SMITH, T.M. et al. Improvements to NOAA's Historical Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). **J. Climate**, v.21, p.2283-2296, 2008.
- SONG, H.-J. et al. The central Pacific as the export region of the El Niño-Southern Oscillation sea surface temperature anomaly to Antarctic sea ice. **J. Geophys. Res.**, v.116, D21113, 2011.
- SQUIRE, V.A. **Sea ice**. Science Progress, v.69, p.9-43, 1984.
- STAMMERJOHN, S.E. et al. Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. **J. Geophys. Res.**, v.113, 2008.
- STROEVE, J.C. et al. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. **Geophys. Res. Lett.**, v.39, 2012.
- STROEVE, J.M. et al. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. **Geophys. Res. Lett.**, v.34, 2007.
- SUGAHARA, S. Variação anual da frequência de ciclones no Atlântico Sul. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia – II Encontro Brasileiro de Interação Oceano Atmosfera**, outubro de 2000. Rio de Janeiro, Brasil, p.2607-2611, 2000.

- TALJAARD, J.J. **Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere**. Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteorology. Monography, n.35, American Meteorological Society, p.139-211, 1972.
- TANG, Q.; ZHANG, X.; FRANCIS, J.A. Extreme summer weather in northern mid-latitudes linked to a vanishing cryosphere. **Nature Climate Change**, v.4, p.45-50, 2014.
- TAYLOR, K.E.; STOUFFER, R.J.; MEEHL, G.A. An Overview of CMIP5 and the experiment design. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.93, p.485-498, 2012.
- THOMAS, D.N.; DIECKMANN, G.S. (Ed.) **Sea Ice**. 2.ed. Wiley, 2010. 621p.
- THOMPSON, D.W.J.; SOLOMON, S. Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. **Science**, p.895-899, 2002.
- THOMPSON, D.W.J.; WALLACE, J.M. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. **J. of Climate**, v.13, p.1000-1016, 2000.
- THORNDIKE, A.S. et al. The thickness distribution of sea ice. **J. Geophys. Res.**, v.80, p.4501-4513, 1975.
- TIBALDI, S. et al. Northern and Southern Hemisphere variability of blocking frequency and predictability. **Mon. Weather Rev.**, v.122, p.1971-2003, 1994.
- TRENBERTH, K.E. Planetary waves at 500 hPa in the Southern Hemisphere. **Mon. Weather Rev.**, v.108, p.1378-1389, 1980.
- TRENBERTH, K.E. Storm track in the Southern Hemisphere. **J. Atmos. Sci.**, v.48, p.2159-2178, 1991a.
- TRENBERTH, K.E.; GUILLEMOT, C.J. Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from analyses. **J. Climate**, v.8, p.2255-2280, 1995.
- TRENBERTH, K.E.; MO, K. Blocking in the Southern Hemisphere. **Mon. Weather Rev.**, v.113, p.2-21, 1985.
- TRENBERTH, K.E. General characteristics of the El Niño–Southern Oscillation. In: M. Glantz, R.W. Katz, and N. Nicholls (Eds.), **Teleconnection Linking Worldwide Climate Anomalies**, Cambridge University Press, p.13-41. 1991b
- TSOU, C.H.; SMITH, P.J. The role of synoptic/planetary-scale interactions during the development of a blocking anticyclone. **Tellus**, v.42, p.174-193, 1990.
- TURNER et al. An Initial Assessment of Antarctic Sea Ice Extent in the CMIP5 Models. **J. Climate**, 2012.
- TYRLIS, E.; HOSKINS, B.J. “Aspects of a Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Climatology,” **J. Atmos. Sci.**, n.5, v.65, 2008a.
- TYRLIS, E.; HOSKINS, B.J. “The Morphology of Northern Hemisphere Blocking,” **J. Atmos. Sci.**, n.5, v.65, 2008b.
- UPPALA S, D.D.; KOBAYASHI S, B. P.; S. A. Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-interim. **ECMWF Newsl**, v.115, p.12-18, 2008.
- UPPALA, S. et al. Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-interim. **ECMWF Newsletter**, v.115, p.12-18, 2008.
- VAN LOON, H. Blocking Action in the Southern Hemisphere, Part I. **Notos**, v.5, p.171-175, 1956.
- VAN LOON, H. Blocking Action in the Southern Hemisphere, Part I. **Notos**, v.5, p.171-175, 1956.
- VAN VUUREN et al. The representative concentration pathways: an overview. **Climate Change**, v.109, p.5-31, 2011.

- VIAL, J.; OSBORN, T.J. Assessment of atmosphere–ocean general circulation model simulations of winter Northern Hemisphere atmospheric blocking. **Climate Dyn.**, v.39, p.95-112, 2012.
- WADHAMS, P. **Ice in the ocean**. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 351p., 2000.
- WASHINGTON, W.M.; MEEHL, G.A. Seasonal cycle experiments on the climate sensitivity due to a doubling of CO₂ with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed layer ocean model. **J. Geophys. Res.**, v.89, p.9475-9503, 1984.
- WATANABE, M. et al. Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. **J. Climate**, v.23, p.6312-6335, 2010.
- WIEDENMANN, J.M. et al. The climatology of blocking anticyclones for the northern and southern hemispheres: block intensity as a diagnostic. **J. Climate**, v.15, p.3459-3473, 2002.
- WILLET, H.C. Long period fluctuations of the general circulation of the Atmosphere. **Journal of Meteorology**, v.6, p.34-50, 1949.
- WINTON, M. Do climate models underestimate the sensitivity of Northern Hemisphere sea ice cover? **J. Climate**, v.24, p.3924-3934, 2011.
- WRIGHT, A.D. **Blocking action in the Australian Region**. Department of Science Bureau of Meteorology (Technical Report 10), 29p., 1974.
- YUAN, X.; LI, C. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice. **J. Geophys. Res.**, v.113, 2008.
- YUAN, X.; MARTINSON, D.G. Antarctic sea ice extent variability and its Global Connectivity. **J. Climate**, v.3, p.1697-1717, 2000.
- YUAN, X.; MARTINSON, D.G. The Antarctic Dipole and its Predictability. **Geophys. Res. Lett.**, v.28, n.18, p.3609-3612, 2001.
- YUAN, X.; MARTINSON, D.G.; LIU, W.T. The effect of air-sea-ice interaction on winter 1996 Southern Ocean subpolar storm distribution. **J. Geophys. Res. - Atmosphere**, v.104, p.1991-2007, 1998.
- YUAN, X.J. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. **Antarct. Sci.**, v.16, n.4, p.415-425, 2004.
- ZHANG, X. Sensitivity of arctic summer sea ice coverage to global warming forcing: towards reducing uncertainty in arctic climate change projections. **Tellus A**, v.62, p.220-227, 2010.
- ZUNZ, V.; GOOSSE, H.; MASSONNET, F. How does internal variability influence the ability of CMIP5 models to reproduce the recent trend in Southern Ocean sea ice extent? **Cryosphere**, v.7, p.451-468, 2013.

Apêndice

Apêndice A – Correlação de Pearson entre a frequência sazonal de eventos de bloqueio e a extensão de gelo marinho na escala interanual

A correlação de Pearson foi calculada entre as anomalias interanuais de gelo marinho por setor do HS e a frequência sazonal de eventos de bloqueio por banda de latitudes nos setores do Pacífico Sudoeste, Pacífico Sudeste, Atlântico Sul, Índico e Oceania (**Figura A.1**). Da mesma forma, foram calculadas a correlação de Pearson entre os eventos extremos de gelo marinho por setor e a frequência sazonal de eventos de bloqueio por banda de latitudes nos setores.

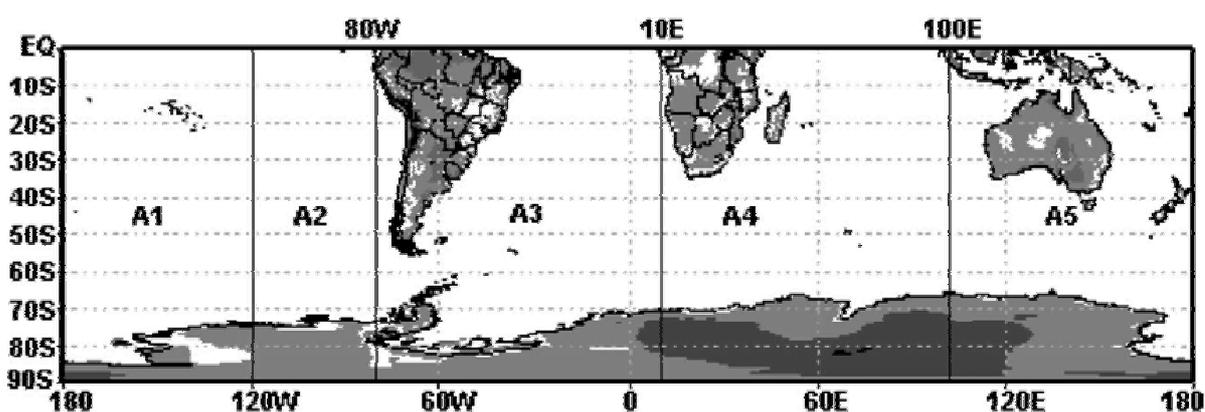


Figura A.1. Setores longitudinais de análise de eventos de bloqueio atmosférico no HS, que são: Pacífico Sudoeste (A1), Pacífico Sudeste (A2), Atlântico Sul (A3), Índico (A4) e Oceania (A5). Fonte: Mendes et al. (2005).

Tabela A.1. Correlação de Pearson entre as anomalias interanuais de gelo marinho no setor do mar de Ross e a frequência sazonal de eventos de bloqueio por banda de latitudes nos setores do Pacífico Sudoeste (PSW), Pacífico Sudeste (PSE), Atlântico Sul (ATL), Índico (IND) e Oceania (OCN) para o período de inverno austral (JAS), entre 1979 e 2013. As correlações em verde, azul e vermelho são significativas ao nível de 1%, 5% e 10%, respectivamente.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	+0,133	+0,133	-0,091	-0,063	-0,130
48° S	+0,020	+0,074	+0,003	-0,147	-0,039
54° S	-0,199	-0,014	+0,227	0	-0,061
60° S	-0,341	-0,061	+0,018	-0,047	-0,038
66° S	-0,179	-0,436	-0,121	+0,217	-0,002

Tabela A.2. Similar à Tabela A.1, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Ross e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	-0,094	-0,253	+0,370	+0,038	+0,067
48° S	+0,097	-0,299	+0,084	+0,322	+0,035
54° S	+0,309	-0,077	0	0	+0,024
60° S	+0,633	-0,066	+0,553	+0,331	+0,362
66° S	+0,148	-0,559	+0,013	0	+0,301

Tabela A.3. Similar à Tabela A.1, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Ross e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	+0,357	+0,379	-0,384	-0,400	+0,356
48° S	-0,470	+0,089	-0,150	0	-0,447
54° S	-0,216	-0,318	-0,533	0	-0,531
60° S	-0,037	+0,063	-0,616	0	-0,492
66° S	+0,063	-0,234	-0,531	+0,063	-0,232

Tabela A.4. Correlação de Pearson entre as anomalias interanuais de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen e a frequência sazonal de eventos de bloqueio por banda de latitudes nos setores do Pacífico Sudoeste (PSW), Pacífico Sudeste (PSE), Atlântico Sul (ATL), Índico (IND) e Oceania (OCN) para o período de inverno austral (JAS), entre 1979 e 2013. As correlações em verde, azul e vermelho e são significativas ao nível de 1%, 5% e 10%, respectivamente.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	+0,155	+0,366	+0,274	+0,174	-0,056
48° S	+0,146	+0,216	+0,043	-0,019	+0,130
54° S	+0,180	+0,186	-0,198	0	+0,035
60° S	+0,326	+0,014	+0,076	+0,223	+0,020
66° S	-0,073	-0,264	-0,120	-0,269	-0,103

Tabela A.5. Similar à Tabela A.6, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	+0,091	+0,091	0	0	+0,035
48° S	+0,220	-0,314	-0,314	0	+0,255
54° S	-0,093	-0,334	+0,105	0	+0,341
60° S	+0,005	-0,178	+0,283	0	-0,278
66° S	+0,124	+0,494	+0,309	-0,242	-0,507

Tabela A.6. Similar à Tabela A.5, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	+0,472	+0,262	-0,544	-0,040	-0,365
48° S	+0,004	+0,535	-0,219	0	-0,158
54° S	+0,062	+0,371	-0,226	0	-0,112
60° S	+0,258	-0,238	-0,459	-0,049	-0,142
66° S	+0,084	-0,365	-0,377	0	-0,107

Tabela A.7. Correlação de Pearson entre as anomalias interanuais de gelo marinho no setor do mar de Weddell e a frequência sazonal de eventos de bloqueio por banda de latitudes nos setores do Pacífico Sudoeste (PSW), Pacífico Sudeste (PSE), Atlântico Sul (ATL), Índico (IND) e Oceania (OCN) para o período de inverno austral (JAS), entre 1979 e 2013. As correlações em verde, azul e vermelho e são significativas ao nível de 1%, 5% e 10%, respectivamente.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	-0,047	-0,221	+0,052	-0,319	+0,029
48° S	-0,061	-0,243	+0,054	+0,137	-0,237
54° S	+0,026	+0,030	-0,097	0	-0,061
60° S	-0,090	-0,012	-0,022	+0,020	+0,224
66° S	+0,276	+0,427	+0,066	+0,069	+0,332

Tabela A.8. Similar à Tabela A.7, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do mar de Weddell e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	+0,605	+0,480	+0,255	-0,653	+0,309
48° S	+0,135	+0,006	+0,452	0	+0,227
54° S	-0,152	-0,016	+0,062	0	+0,050
60° S	-0,482	-0,138	+0,445	+0,266	-0,588
66° S	+0,119	+0,309	+0,418	0	0

Tabela A.9. Similar à Tabela A.7, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do mar de Weddell e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	-0,239	-0,156	-0,123	0	+0,627
48° S	-0,403	-0,364	+0,057	-0,206	-0,179
54° S	-0,260	-0,373	-0,079	0	-0,383
60° S	-0,448	+0,011	-0,382	-0,156	+0,026
66° S	+0,030	+0,753	+0,046	0	+0,044

Tabela A.10. Correlação de Pearson entre as anomalias interanuais de gelo marinho no setor do Oceano Índico e a frequência sazonal de eventos de bloqueio por banda de latitudes nos setores do Pacífico Sudoeste (PSW), Pacífico Sudeste (PSE), Atlântico Sul (ATL), Índico (IND) e Oceania (OCN) para o período de inverno austral (JAS), entre 1979 e 2013. As correlações em verde, azul e vermelho e são significativas ao nível de 1%, 5% e 10%, respectivamente.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	-0,135	-0,244	+0,113	-0,187	-0,181
48° S	+0,116	-0,291	+0,130	-0,078	-0,231
54° S	-0,051	-0,167	+0,214	0	-0,010
60° S	-0,339	-0,167	-0,049	-0,222	-0,189
66° S	-0,156	-0,090	+0,266	-0,249	-0,163

Tabela A.11. Similar à Tabela A.10, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Índico e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	-0,367	-0,638	+0,052	+0,307	+0,032
48° S	+0,257	-0,156	-0,617	0	-0,008
54° S	+0,497	+0,654	-0,283	0	+0,206
60° S	+0,629	+0,801	+0,153	-0,222	-0,264
66° S	+0,119	+0,529	+0,326	-0,283	-0,388

Tabela A.12. Similar à Tabela A.10, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Índico e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	-0,347	-0,559	+0,251	0	-0,289
48° S	+0,308	-0,497	+0,163	0	+0,110
54° S	-0,169	-0,816	+0,542	0	+0,491
60° S	-0,630	-0,579	+0,407	0	-0,174
66° S	-0,298	-0,024	+0,170	0	-0,067

Tabela A.13. Correlação de Pearson entre as anomalias interanuais de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste e a frequência sazonal de eventos de bloqueio por banda de latitudes nos setores do Pacífico Sudoeste (PSW), Pacífico Sudeste (PSE), Atlântico Sul (ATL), Índico (IND) e Oceania (OCN) para o período de inverno austral (JAS), entre 1979 e 2013. As correlações em verde, azul e vermelho e são significativas ao nível de 1%, 5% e 10%, respectivamente.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	+0,273	+0,414	-0,057	-0,080	+0,311
48° S	-0,152	+0,061	-0,127	+0,173	+0,048
54° S	-0,002	-0,074	-0,198	0	-0,231
60° S	+0,184	+0,059	-0,165	-0,145	-0,205
66° S	-0,123	-0,136	-0,132	-0,096	-0,269

Tabela A.14. Similar à Tabela A.13, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de retração de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	-0,022	+0,440	-0,075	-0,287	+0,367
48° S	-0,531	+0,094	-0,171	0	-0,207
54° S	-0,256	+0,094	-0,760	0	-0,612
60° S	+0,160	+0,138	-0,197	+0,476	+0,408
66° S	+0,310	+0,298	-0,233	0	+0,362

Tabela A.15. Similar à Tabela A.14, mas para a correlação de Pearson entre os eventos extremos de expansão de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste e a frequência sazonal de eventos de bloqueio.

	PSW	PSE	ATL	IND	OCN
42° S	+0,133	+0,383	-0,129	-0,244	+0,008
48° S	+0,194	+0,734	+0,149	-0,152	-0,053
54° S	-0,180	+0,521	+0,825	0	-0,278
60° S	+0,037	+0,387	-0,101	-0,129	-0,396
66° S	+0,824	+0,198	+0,020	0	0

Apêndice B – Correlação de Pearson entre os eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Ross, as anomalias mensais de TSM nas regiões do Niño e o índice AAO filtrado na escala interanual

Tabela B.1. Correlação de Pearson entre os eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Ross, as anomalias mensais de TSM nas regiões do Niño e o índice AAO filtrado na escala interanual, para o período de inverno (JAS) austral, entre 1979 e 2013. As correlações em vermelho são significativas ao nível de 10%.

	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	AAO
Retração	0,067	-0,111	0,012	0,262	0,012
Expansão	0,184	-0,438	-0,606	-0,487	0,078

Tabela B.2. Correlação de Pearson entre os eventos extremos de gelo marinho no setor do mar dos mares de Bellingshausen-Amundsen, as anomalias mensais de TSM nas regiões do Niño e o índice AAO filtrado na escala interanual, para o período de inverno (JAS) austral, entre 1979 e 2013. As correlações em vermelho são significativas ao nível de 10%.

MBA	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	AAO
Retração	0,232	0,534	0,182	0,456	0,344
Expansão	-0,237	-0,235	-0,106	-0,188	-0,039

Tabela B.3. Correlação de Pearson entre os eventos extremos de gelo marinho no setor do mar de Weddell, as anomalias mensais de TSM nas regiões do Niño e o índice AAO filtrado na escala interanual, para o período de inverno (JAS) austral, entre 1979 e 2013. As correlações em vermelho são significativas ao nível de 10%.

MW	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	AAO
Retração	0,435	0,237	0,041	-0,048	-0,035
Expansão	-0,349	-0,304	-0,331	-0,304	-0,233

Tabela B.4. Correlação de Pearson entre os eventos extremos de gelo marinho no setor do Oceano Índico, as anomalias mensais de TSM nas regiões do Niño e o índice AAO filtrado na escala interanual, para o período de inverno (JAS) austral, entre 1979 e 2013. As correlações em vermelho são significativas ao nível de 10%.

OI	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	AAO
Retração	0,617	0,680	0,699	0,669	0,233
Expansão	-0,196	-0,203	-0,307	-0,302	0,615

Tabela B.5. Correlação de Pearson entre os eventos extremos de gelo marinho no setor do Oceano Pacífico Oeste, as anomalias mensais de TSM nas regiões do Niño e o índice AAO filtrado na escala interanual, para o período de inverno (JAS) austral, entre 1979 e 2013. As correlações em vermelho são significativas ao nível de 10%.

	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	AAO
Retração	0,317	0,327	0,311	0,369	-0,518
Expansão	0,310	0,442	0,317	0,004	0,100

Referências do Apêndice

MENDES, M.C.D. et al. Climatologia de bloqueios sobre o Oceano Pacífico Sul: período de 1960 a 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v.20, p.175-190, 2005.

Anexo

Anexo A – Remoção do ciclo anual e semianual (anomalias) através das funções harmônicas

Para a remoção do ciclo anual e semianual, com a finalidade de gerar uma série temporal de anomalias, inicialmente é necessário calcular a média diária da série temporal:

$$\bar{X}_t = \sum_{y=1}^a x_{t,y} \quad (\text{A.1})$$

onde $x_{t,y}$ é a série temporal no tempo $t=[1, 365]$ dias e $y=[1, a]$, a é o número de anos da série temporal. Em anos bissextos é feita a média entre os dias 28 e 29 de fevereiro. Assim, obtemos uma série temporal com 365 valores. A partir deste ciclo anual com 365 valores calculamos o primeiro (ciclo anual) e segundo (ciclo semianual) harmônico. Uma análise no domínio da frequência consiste em representar séries de dados em termos de contribuições feitas em diferentes escalas de tempo. Neste sentido, a análise harmônica consiste em representar as flutuações ou variações em uma série temporal proveniente da adição de uma série de funções seno e cosseno. Estas funções trigonométricas são os harmônicos, os quais são escolhidos por ter frequências múltiplas da frequência fundamental, determinada pelo tamanho da amostrada série de dados (WILKS, 2006).

Qualquer série temporal consistindo de n pontos pode ser representada exatamente, o que significa que é possível encontrar uma função harmônica que passa por cada um dos pontos, somando uma série de $n/2$ funções harmônicas:

$$\begin{aligned} y_t &= \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ C_k \cos \left[\frac{2\pi kt}{n} - \phi_k \right] \right\} \\ &= \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ A_k \cos \left[\frac{2\pi kt}{n} \right] + B_k \sin \left[\frac{2\pi kt}{n} \right] \right\} \end{aligned} \quad (\text{A.2})$$

onde k é um inteiro qualquer, ϕ_k é a fase ou o ângulo de fase e os coeficientes A_k , B_k e C_k são as amplitudes de uma onda senoidal. Na Equação A.2, a onda cosseno obtida para $k=1$ é o primeiro harmônico e os outros $(n/2)-1$ termos da somatória são harmônicos de ordem maior ou ondas cosseno com frequências obtidas por:

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{n} \quad (\text{A.3})$$

que são múltiplos inteiros da frequência fundamental ω_1 . Para as séries temporais igualmente espaçadas no tempo (sem valores faltantes) os coeficientes A_k e B_k podem ser encontrados através de:

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_d \cos\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (\text{A.4})$$

e

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_d \text{sen}\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (\text{A.5})$$

Com os coeficientes A_k e B_k calculados, deve-se obter a fase e a amplitude dos harmônicos:

$$C_k = \sqrt{A_k^2 + B_k^2} \quad (\text{A.6})$$

Quanto à fase, deve-se primeiro testar o coeficiente A_k e resolver:

$$\phi_k = \begin{cases} \tan^{-1} \frac{B_k}{A_k} & A_k > 0 \\ \tan^{-1} \frac{B_k}{A_k} \pm \pi & A_k < 0 \\ \frac{\pi}{2}, \text{ ou } 90^\circ & A_k = 0 \end{cases} \quad (\text{A.7})$$

Da definição da **Equação A.2**, uma série temporal y_t de comprimento n pode ser totalmente especificada em termos dos n parâmetros, usando-se $n/2$ funções harmônicas. Isto é equivalente a transformar a série de dados y_t em novos conjuntos de quantidades A_k e B_k de acordo com as **Equações A.4 e A.5**. Por esta razão, as equações citadas são chamadas de transformadas de Fourier discretas. A descrição completa sobre análise de harmônicos pode ser obtida em Wilks (2006).

Anexo B – Remoção da tendência linear através do Método dos Mínimos Quadrados

A reta de tendência (**Equação B.1**) é baseada nos coeficientes linear da reta a (**Equação B.2**) e angular da reta b (**Equação B.3**), no tempo (t), para o valor preditado da série temporal $y(t)$. O coeficiente angular está associado à taxa de variação linear da variável analisada (tendências lineares).

$$y(t) = a + bt \quad (\text{B.1})$$

$$a = \frac{\sum y - b \sum t}{n} \quad (\text{B.2})$$

$$b = \frac{n \sum ty - \sum t \sum y}{n \sum t^2 - (\sum t)^2} \quad (\text{B.3})$$

O problema geral de mínimos quadrados é encontrar a curva que possui a propriedade $d_1^2 + d_2^2 + \dots + d_n^2 = \text{mínimo}$ entre todas as curvas que se aproximam de determinado conjunto de pontos (**Figura B.1**). Esta será a melhor curva ajustadora.

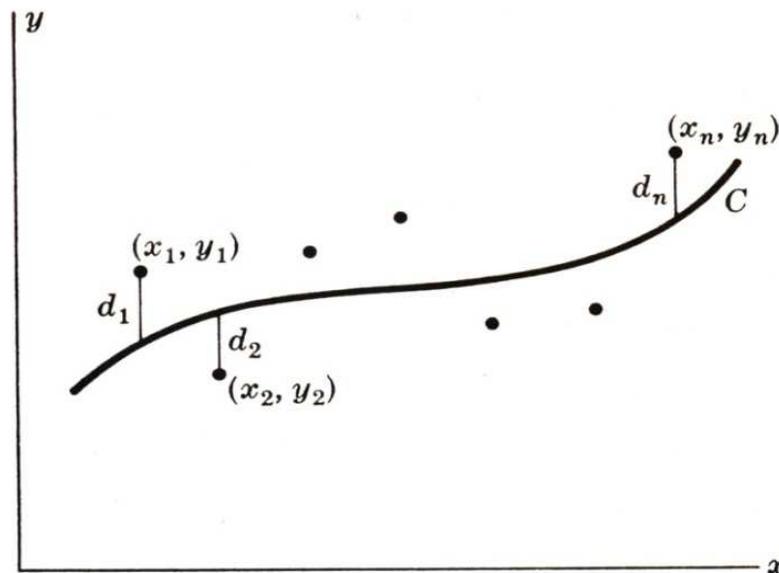


Figura B.1. Curva de regressão de y sobre x , em que os pontos dados são $(x_1, y_1), \dots, (x_n, y_n)$. Para determinado valor de x_n haverá uma diferença entre o valor y_n e o correspondente valor “ajustado”, determinado pela curva C . Denotamos tal diferença por d_n , chamada de desvio, erro ou resíduo (SPIEGEL, 1977, p. 371).

Anexo C – Filtro transformada rápida de Fourier

Uma série temporal é um conjunto de dados que consiste em medidas consecutivas de variáveis atmosféricas e pode ser representada em função de contribuições feitas por fenômenos em diferentes escalas de tempo (WILKS, 2006). As séries temporais podem ser decompostas em componentes que representam a tendência (linear ou não linear), a variação sazonal, as variações cíclicas e as variações irregulares (CHATFIELD, 2004). Para descrever as variações observadas na variável de interesse, cada componente é analisada separadamente através da remoção sistemática de cada componente dos dados, a começar pela tendência. A tendência é uma mudança de longo período na série de dados e pode ser obtida através da equação de mínimos quadrados (linear ou não linear). A variação sazonal, também denominada de ciclo sazonal ou ciclo anual, varia na escala de um ano, ou seja, está associada com as estações do ano. Nos estudos climatológicos é importante remover o ciclo anual da série temporal, tendo em vista que ele é muito marcado, sobretudo nas regiões extratropicais, o que acaba mascarando as outras componentes da série. As variações cíclicas apresentam certo grau de regularidade, contudo com período diferente de um ano. Por fim, as variações irregulares são variações aleatórias sem regularidade.

A transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform* - FFT) é um algoritmo para computar a transformada de Fourier discreta para uma série temporal em todas as frequências de Fourier, usando relativamente poucas operações aritméticas (BLOOMFIELD, 1976). Antes de calcular a FFT é necessário remover das séries temporais a tendência linear e o ciclo anual (cf. **Anexo A, B**). Considerando a série temporal $X(t)$ sem a tendência linear e o ciclo anual (daqui por diante denominada de série de anomalias totais), aplica-se então a FFT na série $X(t)$, que resulta em uma nova série $H(f)$, transformada para o domínio da frequência (**Equação C.1**).

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \exp(2\pi i f t) dt \quad (\text{C.1})$$

Calculamos a convolução entre $R(f)$ (**Equação C.2**) e $H(f)$, que deriva em uma nova função $H'(f)$ (**Equação C.3**), em que as amplitudes das frequências a serem retidas são preservadas e as demais amplitudes são removidas ou atenuadas. $R(f)$ da **Equação C.3** é definida pela razão entre a amplitude das ondas que compõem a série temporal filtrada $C'(f)$ e a amplitude das ondas que compõem a série temporal original $C(f)$. No presente estudo construímos um filtro passa baixa, no período maior que 370 dias (escala interanual). Por

fim, calculamos a inversa da FFT em $H'(f)$ com o objetivo de retornar ao domínio do tempo, gerando a série temporal filtrada $Y(t)$ (**Equação C.4**).

$$R(f) = \frac{C'(f)}{C(f)} \quad (\text{C.2})$$

$$H'(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau)H(t-\tau)d\tau \quad (\text{C.3})$$

$$Y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H'(f)\exp(-2\pi ift)df \quad (\text{C.4})$$

Anexo D – Quantis

Os eventos extremos de cobertura de gelo marinho foram obtidos a partir da técnica de quantil. Ordenando um conjunto de dados em ordem de grandeza, o valor central que divide a série temporal em duas partes iguais é a mediana. Assim, 50% das observações ordenadas estarão abaixo da mediana. Da mesma forma, os valores que dividem o conjunto de dados em quatro partes iguais denominam-se primeiro, segundo e terceiro quartil. Deste modo, o primeiro quartil terá 25% dos valores ordenados abaixo dele, o segundo quartil (que é igual à mediana) terá 50% abaixo e o terceiro quartil terá 75% abaixo. Os valores que dividem os dados em dez partes iguais denominam-se decis, enquanto os valores que dividem os dados em cem partes iguais chamam-se percentis (SPIEGEL, 1985). Portanto, as medianas, os quartis, os decis, os percentis e outros valores obtidos através da subdivisão dos dados em partes iguais são denominados quantis. A técnica dos quantis para estudos de eventos extremos é adequada por não ser contaminada por valores extremos, como é o caso da média e do desvio padrão (XAVIER; DA SILVA; REBELLO, 2002).

Referências do Anexo

- BLOOMFIELD, P. *Fourier analyses of time series: An introduction*. New York. 1976.
- CHATFIELD, C. **The Analysis on Time Series – An Introduction**. Chapman & Hall, sixth edition, New York, 2004.
- SPIEGEL, M.R. **Estatística**. São Paulo: Mcgraw-Hill do Brasil. 2ed. Tradução, revisão e adaptação Carlos Augusto Crusius. 454p., 1985.
- SPIEGEL, M.R. **Probabilidade e estatística**. São Paulo: Mcgraw-hill, 518p., 1977. Traduzido por Alfredo Alves de Faria.
- WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences – An Introduction**. 2ed. Academic Press, New York, 2006.
- XAVIER, T.M.B.S.; DA SILVA, J.F.; REBELLO, E.R.G. **A técnica dos quartis e suas aplicações em Meteorologia, Climatologia e Hidrologia, com ênfase para as regiões brasileiras**. Ed. Thesaurus. Brasília-DF, 2002.