



IMPACTOS NOS PADRÕES DA PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL  
DECORRENTES DA DIMINUIÇÃO NA EXTENSÃO DO GELO MARINHO

Alfredo Silveira da Silva

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Isimar de Azevedo Santos

Audálio Rebelo Torres Junior

Rio de Janeiro

Outubro de 2018

IMPACTOS NOS PADRÕES DA PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL  
DECORRENTES DA DIMINUIÇÃO NA EXTENSÃO DO GELO MARINHO

Alfredo Silveira da Silva

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ  
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS  
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM  
ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

---

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

---

Prof. Isimar de Azevedo Santos, D.Sc.

---

Prof. Audálio Rebelo Torres Júnior, D.Sc.

---

Prof. Afonso Augusto Magalhães de Araújo, D.Sc.

---

Prof. Celso Bandeira de Melo Ribeiro, D.Sc.

---

Prof. Daniel Andrés Rodriguez, D.Sc.

---

Prof. Marcos Aurélio Vasconcelos de Freitas, D.Sc.

---

Profa. Michelle Simões Reboita, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

OUTUBRO DE 2018

Silva, Alfredo Silveira da

Impactos nos padrões da precipitação na América do Sul decorrentes da diminuição na extensão do gelo marinho/ Alfredo Silveira da Silva. - Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2018.

XVIII, 152 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Isimar de Azevedo Santos

Audálio Rebelo Torres Junior

Tese (doutorado) - UFRJ/COPPE/Programa de Engenharia de Civil, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 142-152.

1. Simulações Climáticas. 2. Gelo Marinho. 3. Padrões de Precipitação. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

## AGRADECIMENTOS

À minha família, pela paciência, pela compreensão e pelo apoio.

Aos orientadores, professores Otto Corrêa Rotunno Filho, Audálio Rebelo Torres Junior e Isimar de Azevedo Santos, pela sugestão do tema, pela orientação, pelos ensinamentos e estímulos e por acreditarem no meu trabalho.

Ao corpo docente e aos funcionários do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, pelo suporte dado ao longo do curso e pelo convívio.

Aos colegas do Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, pelo apoio e pela liberação parcial das atividades didáticas para que este trabalho pudesse ser feito.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pelo financiamento às pesquisas do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ. Em especial, o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Complementarmente, em nome do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, agradeço, ainda, o suporte da FAPERJ pelo apoio financeiro através dos projetos PEC/COPPE - FAPERJ – Pensa Rio – Edital 34/2014 (2014-2020) –E-26/010.002980/2014, FAPERJ No. E\_12/2015 e FAPERJ No. E-22/2016 bem como aos projetos CNPq Edital Universal No. 14/2013 – Processo 485136/2013-9 e CNPq Edital No. 12/2016 – Processo 306944/2016-2, pelo contínuo apoio à pesquisa científica no Brasil.

Ao Dr. Fred Kucharski do Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, pela sua importante ajuda na instalação do SPEEDY, pelas dicas e sugestões que foram de grande ajuda na realização desta tese.

À Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), pelo ensino de qualidade.

A todos que, de forma direta ou indireta, ofereceram suporte para a elaboração desta tese.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

IMPACTOS NOS PADRÕES DA PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL  
DECORRENTES DA DIMINUIÇÃO NA EXTENSÃO DO GELO MARINHO

Alfredo Silveira da Silva

Outubro/2018

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Isimar de Azevedo Santos

Audálio Rabelo Torres Junior

Programa: Engenharia Civil

A presente tese analisa as possíveis alterações nos padrões de precipitação na América do Sul provocadas pela diminuição na extensão da cobertura de gelo sobre o mar em regiões do Ártico e da Antártica. As análises foram feitas através de simulações com o modelo de circulação geral da atmosfera SPEEDY que pode descrever o comportamento da atmosfera quando sujeita a diferentes condições de contorno. As simulações do clima realizadas com o SPEEDY foram de caráter global e validações foram feitas comparando-se os campos de precipitação, da função de corrente, do potencial de velocidade e do movimento vertical, obtidos na simulação de controle, com dados das reanálises do CFSR/NCEP. Os impactos nos padrões de precipitação foram estabelecidos a partir de oito diferentes experimentos introduzindo-se cenários idealizados de redução da cobertura do gelo projetados para 2050 que alimentaram o modelo SPEEDY em simulações longas. As diferenças mais significativas nos padrões de precipitação foram associadas aos deslocamentos da Zona de Convergência Intertropical, observados em todos os experimentos realizados e em todas as estações do ano. Além disso, foram observadas alterações na posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul no verão e diferenças nas chuvas da região das trajetórias dos ciclones no hemisfério sul. Essas mudanças nos padrões da precipitação atuam influenciando as grandes bacias do continente, como a bacia Amazônica e a do Prata, e as bacias dos rios localizados nas regiões Sudeste e Nordeste do Brasil.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

IMPACTS ON PRECIPITATION PATTERNS OF SOUTH AMERICA DUE TO  
REDUCTION IN THE EXTENT OF SEA ICE

Alfredo Silveira da Silva

October/2018

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho  
Isimar de Azevedo Santos  
Audálio Rabelo Torres Junior

Department: Civil Engineering

The present thesis analyzes possible changes in precipitation patterns in South America caused by the decrease in the extent of ice cover on the sea in Arctic and Antarctic regions. Analyses were done through simulations with the general circulation model SPEEDY that can describe the behavior of the atmosphere when subjected to different boundary conditions. The climate simulations performed with the SPEEDY model were global, and validations were made comparing the fields of precipitation, stream function, velocity potential and vertical motion obtained in the control simulation with CFSR/NCEP reanalysis data. Impacts on precipitation patterns were established from eight different experiments by introducing idealized ice cover reduction scenarios designed for 2050 that fed the SPEEDY model in long simulations. The most significant differences in the precipitation patterns were associated with the displacements of the Intertropical Convergence Zone observed in all the experiments performed and in the different seasons of the year. In addition, changes were observed in the position of the South Atlantic Convergence Zone in the summer, as well differences in rainfall on storms track region in the Southern Hemisphere. These changes in rainfall patterns influence the large basins of the continent, such as the Amazon Basin and the Plata basin, and the rivers located in the Southeast and Northeast regions of Brazil.

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	1
1.1	Considerações iniciais .....	1
1.2	Objetivos .....	3
1.3	Contribuições deste trabalho .....	4
1.4	Escopo da tese .....	4
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	6
2.1	Sistema Climático Terrestre .....	6
2.2	O papel do gelo marinho no Sistema Climático Terrestre .....	10
2.3	Os recursos hídricos e a precipitação na América do Sul .....	14
2.3.1	O conceito de recursos hídricos e sua relevância na América do Sul ...	15
2.3.2	Padrões de precipitação sobre a América do Sul .....	18
2.4	Teleconexões na atmosfera terrestre .....	24
2.5	Mudanças climáticas e as tendências observadas na extensão do gelo marinho .....	30
2.5.1	Tendências observadas na extensão do gelo marinho .....	32
2.5.2	Redução do gelo marinho: consequências do aquecimento global e fator determinante do clima futuro .....	38
2.6	Modelagem do Sistema Climático Terrestre com o modelo SPEEDY .....	45
3	METODOLOGIA .....	53
3.1	Descrição do modelo SPEEDY .....	53
3.1.1	Dinâmica do modelo .....	54
3.1.2	Parametrizações dos processos físicos .....	56
3.1.3	Condições de Contorno .....	59
3.2	Características da climatologia do modelo SPEEDY .....	60
3.3	Cenários futuros da extensão do gelo marinho .....	61
3.4	Teleconexões atmosféricas .....	65

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	67
4.1 Validação do modelo SPEEDY .....	68
4.1.1 Padrões de divergência na alta troposfera .....	68
4.1.2 Padrões de vorticidade na baixa troposfera .....	70
4.1.3 Movimento vertical na troposfera média .....	73
4.1.4 Padrões globais de precipitação .....	75
4.2 Vinculações entre as mudanças climáticas e a circulação atmosférica global	77
4.3 Efeitos das mudanças climáticas sobre sistemas meteorológicos tropicais e subtropicais .....	94
4.3.1 Zona de Convergência Intertropical .....	94
4.3.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul .....	103
4.4 Efeitos das mudanças climáticas sobre os padrões da precipitação regional .	106
4.4.1 Região Amazônica .....	106
4.4.2 Região Nordeste do Brasil .....	108
4.4.3 Regiões Sul da América do Sul .....	109
4.5 Análise dinâmica da umidade na baixa troposfera .....	114
4.6 Efeitos da redução do gelo marinho no entorno do continente Antártico .....	117
4.6.1 Padrões de divergência e vorticidade na troposfera .....	117
4.6.2 Efeitos sobre os padrões da precipitação regional .....	121
4.7 Vinculações entre as teleconexões e as mudanças climáticas .....	124
4.8 Análise da significância estatística das alterações climáticas .....	130
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	134
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	142

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Visão esquemática dos componentes do sistema climático global, de seus processos e interações.	7
Figura 2.2	Principais bacias hidrográficas (nível 1) da América do Sul.	18
Figura 2.3	Média da precipitação ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ) observada no período 1980-2009 elaborada a partir dos dados de <i>Adler et al.</i> (2003) para os trimestres correspondentes ao (a) inverno, (b) primavera, (c) verão e (d) outono do hemisfério sul.	19
Figura 2.4	Imagem de satélite no canal do infravermelho de 13/05/2006 às 06 UTC.	20
Figura 2.5	Campos médios da pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) e vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ), valores tomados no período 1980-2009 obtidos com dados da reanálise CFSR para as estações do ano do hemisfério sul: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera	21
Figura 2.6	Representação esquemática da influência do dipolo de ATSM do Atlântico sobre os ventos alísios do Atlântico Norte (AAN) e Sul (AAS) e a posição da ZCIT.	22
Figura 2.7	Tendências na extensão do gelo marinho obtidas a partir de observações por satélite no período de 1979-2012, no (a) Ártico e na (b) Antártica.	32
Figura 2.8	Variações da extensão do gelo marinho no hemisfério sul.	33
Figura 2.9	Variações da extensão do gelo marinho no hemisfério sul	33
Figura 2.10	Variações na extensão do gelo marinho (1979-2010) para (a) Mares de Okhotsk e Japão, (b) Mar de Bering, (c) Baía de Hudson, (d) Baía Baffin/Mar de Labrador, (e) Golfo de St. Lawrence, (f) Mar da Groenlândia, (g) Mares de Kara e de Barents, (h) Oceano Ártico, (i) Arquipélago Canadense e (j) hemisfério norte.	35
Figura 2.11	Variações na extensão do gelo marinho (1979-2010) para (a) Mar de Weddell, (b) Oceano Índico, (c) Oceano Pacífico Oeste, (d) Mar de Ross, (e) Mares de Bellingshausen e de Amundsen e (f) Hemisfério Sul como um todo.	36
Figura 2.12	Tendências decenais (%) nas anomalias de extensão do gelo marinho nos vários setores do Ártico e da Antártica. As setas indicam a circulação média do gelo e as cores indicam a extensão máxima (cinza claro) e mínima (cinza escuro) do gelo marinho ao longo do ano.	37
Figura 3.1	Fluxograma metodológico	53

Figura 3.2	Processos físicos que são parametrizados nos modelos numéricos de circulação geral da atmosfera.	57
Figura 3.3	Taxas de redução na extensão do gelo marinho (a) na região do Mar Ártico e regiões subpolares do hemisfério norte e (b) na região dos Mares de Bellingshausen e Amundsen no entorno da Antártica.	63
Figura 4.1	Campos médios do potencial de velocidade ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa obtidos com (a) modelo SPEEDY no experimento controle em janeiro, (b) dados de reanálises do CFSR em janeiro, (c) modelo SPEEDY no experimento controle em julho e (d) dados de reanálises do CFSR em julho.	69
Figura 4.2	Campos médios da função de corrente ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa obtidos com (a) modelo SPEEDY no experimento controle em janeiro, (b) dados de reanálises do CFSR em janeiro, (c) modelo SPEEDY no experimento controle em julho e (d) dados de reanálises do CFSR em julho.	72
Figura 4.3	Campos médios do movimento vertical ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 500 hPa obtidos com (a) modelo SPEEDY no experimento controle em janeiro, (b) dados de reanálises do CFSR em janeiro, (c) modelo SPEEDY no experimento controle em julho e (d) dados de reanálises do CFSR em julho.	74
Figura 4.4	Campos médios da precipitação diária (mm/dia) obtidos com (a) modelo SPEEDY no experimento controle em janeiro, (b) dados de reanálises do CFSR em janeiro, (c) modelo SPEEDY no experimento controle em julho e (d) dados de reanálises do CFSR em julho.	76
Figura 4.5	Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no Mar de Barents e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	78
Figura 4.6	Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a leste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	79
Figura 4.7	Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	80
Figura 4.8	Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação de redução do gelo segundo cenário IPCC e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	82

Figura 4.9	Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação com o cenário de redução de gelo no Mar de Barents e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	84
Figura 4.10	Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a leste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	85
Figura 4.11	Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação com o cenário de redução de gelo no mar a oeste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	86
Figura 4.12	Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação de redução do gelo marinho segundo cenário IPCC e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	87
Figura 4.13	Diferenças nos campos do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no Mar de Barents e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	89
Figura 4.14	Diferenças nos campos do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a leste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	90
Figura 4.15	Diferenças nos campos do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	91
Figura 4.16	Diferenças nos campos do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa entre a simulação de redução do gelo segundo cenário IPCC e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	92
Figura 4.17	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo no Mar de Barents e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	95
Figura 4.18	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo marinho a leste da Groenlândia e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	96

Figura 4.19	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo marinho a oeste da Groenlândia e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	97
Figura 4.20	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo marinho na Baía de Foxe e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	98
Figura 4.21	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo marinho na Baía de Hudson e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	99
Figura 4.22	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo no Mar Ártico e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	100
Figura 4.23	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento com o cenário denominado IPCC e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	101
Figura 4.24	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) encontradas nos meses de novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março entre os experimentos de diminuição do gelo marinho e o experimento controle nos mares (a) Barents, (b) leste da Groenlândia, (c) oeste da Groenlândia, (d) Baía de Foxe, (e) Baía de Hudson e (f) Ártico.	105
Figura 4.25	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo denominado de IPCC e o experimento controle, nos meses de (a) dezembro, (b) janeiro, (c) fevereiro na região Amazônica da América do Sul.	107
Figura 4.26	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento denominado IPCC e o experimento controle, nos meses de fevereiro a junho na região Nordeste do Brasil.	108
Figura 4.27	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) no sul da América do Sul entre os experimentos de diminuição do gelo no (a) Mar de Barents, (b) Leste da Groenlândia, (c) Oeste da Groenlândia, (d) experimento IPCC e o caso controle no mês de janeiro.	110
Figura 4.28	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) no sul da América do Sul entre os experimentos de diminuição do gelo no (a) Mar de Barents, (b) Leste da Groenlândia, (c) Oeste da Groenlândia, (d) experimento IPCC e o caso controle no mês de abril.	111
Figura 4.29	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) no sul da América do Sul entre os experimentos de diminuição do gelo no (a) Mar de Barents, (b) Leste da Groenlândia, (c) Oeste da Groenlândia, (d) experimento IPCC e o caso controle no mês de julho.	112

Figura 4.30	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) no sul da América do Sul entre os experimentos de diminuição do gelo no (a) Mar de Barents, (b) Leste da Groenlândia, (c) Oeste da Groenlândia, (d) experimento IPCC e o caso controle no mês de outubro.	113
Figura 4.31	Campos médio do vento (m/s) e da precipitação (mm/dia) para o experimento controle do SPEEDY (figuras à esquerda) e campos com as diferenças encontradas na precipitação e no transporte de umidade obtidas entre a simulação com o cenário denominado IPCC e o caso controle nos meses (campos à direita).	116
Figura 4.32	Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6\text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	118
Figura 4.33	Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6\text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação com o cenário de redução de gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	119
Figura 4.34	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o experimento controle no norte da América do Sul, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	121
Figura 4.35	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o experimento controle no centro e leste da América do Sul, nos meses de (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro e (d) fevereiro.	122
Figura 4.36	Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o experimento controle no sul da América do Sul, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	123
Figura 4.37	Diferenças nos campos de precipitação (mm/dia) entre períodos com a NAM na fase negativa e períodos de NAO na fase positiva, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	126
Figura 4.38	Diferenças entre os campos de precipitação (mm/dia) entre períodos com a NAO na fase negativa com períodos de NAO na fase positiva, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	127
Figura 4.39	Diferenças entre os campos de precipitação (mm/dia) entre períodos com a SAM na fase positiva com períodos de SAM na fase negativa, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	129

Figura 4.40 Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o cenário do 132  
IPCC de diminuição do gelo e o experimento controle, nos meses de  
(a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro na América do Sul (campo  
colorido) e os níveis de confiança de 60 a 99% (linhas de contorno).

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Taxas médias de decréscimo do gelo marinho observadas nas regiões do hemisfério norte e sul no período de 1979-2008.	62
Tabela 3.2	Taxas cumulativas de redução de gelo marinho nos hemisférios norte e sul e cenários para a extensão do gelo marinho até 2050.	64
Tabela 3.3	Definição das simulações realizadas com o modelo SPEEDY.	65

## LISTA DE SIGLAS

AA	Amplificação Antártica
AAO	Oscilação Antártica
AMSR-E	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
AR5	Quinto Relatório de Avaliação
AS	América do Sul
ASAN	Alta Subtropical do Atlântico Norte
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ATSM	Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar
CLP	Camada Limite Planetária
CMIP5	<i>World Climate Research Program Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5</i>
DOL	Distúrbio Ondulatório de Leste
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
GFDL/NOAA	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
IPCC	Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas
JBN	Jato de Baixos Níveis
MA&B	Mar de Amundesen e Bellingshausen
MCGA	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
NAM	Modo Anular Norte
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>

NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NEB	Nordeste do Brasil
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
OS	Oscilação Sul
PDO	Oscilação Decadal do Pacífico
PNO	Oscilação do Pacífico Norte
PSA	Oscilação do Pacífico Sul
SAM	Modo Anular Sul
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SIC	Concentração de Gelo Marinho
SMMR	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
SPEEDY	<i>Simplified Parametrizations, primit E-Equation DYnamics</i>
SSMI	<i>Special Sensor Microwave Imager/Sounde</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

### 1.1 Considerações iniciais

As discussões sobre os impactos das mudanças climáticas globais sobre as diversas atividades humanas, como agricultura, produção de energia e a salvaguarda da vida em presença de eventos meteorológicos extremos, entre outros, estão presentes no dia a dia da academia, no planejamento dos governos e até mesmo entre a população. Há uma consciência coletiva da urgência em se tratar dessa questão.

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC, 2013) concluiu, em seu quinto relatório, que a temperatura do ar tem aumentado em níveis sem precedentes quando comparada, por exemplo, aos últimos 10 mil anos. Esse aumento da temperatura global tem sido associado a diversos impactos ambientais intensos, que incluem aspectos físicos e biológicos do meio em que vivemos. Evidências observacionais e resultados de simulações com modelos numéricos ambientais (atmosféricos e acoplados com outros sistemas) revelam que o aumento da temperatura no nível global tem impacto principalmente nos extremos climáticos, na forma de aumento na frequência ou intensidade de secas, enchentes, ondas de calor, furacões e tempestades. Os episódios de diminuição drásticas das chuvas sobre a região sudeste do Brasil na época de verão nos anos de 2014 e 2015, região mais acostumada às enchentes e inundações nesta época do ano, afetou significativamente a produção de energia e o abastecimento de água para grande parte da população, remetendo à necessidade de se buscar causas externas e globais.

O gelo no mar é um importante componente do sistema climático terrestre e sua perda contínua nas altas latitudes do hemisfério norte e alguns setores no entorno da Antártica tem sido considerada como a consequência mais evidente do aquecimento global, o que inclui o alerta da comunidade científica de que, se a emissão dos gases do efeito estufa na atmosfera continuar nas mesmas taxas atuais, várias áreas estarão completamente sem essa cobertura de gelo até o final deste século.

Espera-se que a redução do gelo marinho no Ártico tenha consequências importantes na circulação atmosférica e no clima devido às alterações no balanço de energia à superfície no Oceano Ártico, já que a cobertura do gelo com alta refletividade será substituída pela água com taxas de albedo muito mais baixas (SOROKINA *et al.*, 2016 e DESER *et al.*, 2016). Em média, segundo o quinto relatório do IPCC (IPCC, 2013), nas últimas quatro décadas, foi

observada uma taxa média decrescente de 3,8% por década na extensão anual do gelo marinho na região das latitudes altas do hemisfério norte.

Anomalias que se desenvolvem em algumas regiões podem afetar o tempo e o clima em regiões distantes. São as chamadas teleconexões que permitem estabelecer relações que sustentam transporte de energia e propagação de ondas na atmosfera e nos oceanos. Entre as teleconexões que mostram relação com o comportamento e as variações sazonais e interanuais da precipitação na América do Sul, estão a Oscilação do Atlântico Norte (NAO), o Modo Anular Norte (NAM) e o Modo Anular Sul (SAM). A redução da cobertura do gelo no mar aumenta os fluxos de calor do oceano para a atmosfera. Vários estudos mostram que as configurações da circulação atmosférica nas últimas décadas se assemelham à fase negativa tanto da NAO quanto da NAM concomitantemente com o aquecimento nas latitudes altas do hemisfério norte (TAKAYA e NAKAMURA, 2008; VIHMA, 2014; NAKAMURA *et al.*, 2015; RUGGIERI *et al.*, 2017).

O entendimento das relações entre os vários componentes do sistema climático terrestre pode, muitas vezes, ser facilitado pelo uso de modelos numéricos. O modelo SPEEDY, considerado como um modelo de complexidade intermediária (KUCHARSKY *et al.*, 2013) é extremamente útil para o estudo dos vários tipos de variabilidades e mudanças no clima, já que ele usa as mesmas equações da dinâmica da atmosfera usadas nos modelos mais sofisticados e no estado da arte, mas o faz de uma maneira muito menos dispendiosa em termos computacionais já que adapta suas parametrizações físicas a um menor número de níveis em sua coordenada vertical.

O planejamento e a gestão dos recursos hídricos dependem de informações confiáveis tanto no que diz respeito à demanda quanto à oferta de água. Informação é a base que garante a qualidade da decisão, inclusive como forma de diminuir a incerteza e de garantir a sustentabilidade dos sistemas.

Os padrões de precipitação da América do Sul são determinados em grande parte pelas variações de posição e de intensidade de sistemas como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), assim como por sistemas transientes como os distúrbios ondulatórios de leste e os anticiclones e ciclones migratórios associados aos sistemas frontais (REBOITA *et al.*, 2012). Esse conjunto de sistemas que atua

nas regiões tropicais e subtropicais em nosso continente recebem influência de variações e anomalias oriundas das latitudes mais altas.

Desse modo, experimentos numéricos com o modelo SPEEDY foram definidos para simular o impacto sobre os padrões de precipitação na América do Sul que seriam observados com a redução da cobertura do gelo em diversos setores do hemisfério norte e nos Mares de Bellingshausen e Amundsen no entorno da Antártica onde têm sido observadas reduções do gelo marinho nas últimas décadas. Para tanto, foram construídos cenários com a diminuição da extensão nas proporções que se espera que aconteça até o meio deste século 21 (IPCC, 2013).

## **1.2 Objetivos**

O principal objetivo desta tese é simular o efeito da redução da extensão do gelo marinho sobre os padrões de precipitação na América do Sul. Muitos são os trabalhos publicados mostrando como estão acopladas as variações do gelo nas latitudes altas com as respostas climáticas globais ao longo das eras, assim como são inúmeros os trabalhos que mostram o impacto da drástica diminuição do gelo marinho que está ocorrendo no hemisfério norte sobre o clima na Europa e dos países situados mais ao norte do continente americano, mas são escassas as contribuições que fazem uma associação entre a diminuição do gelo marinho com os padrões de precipitação na região tropical e subtropical do continente americano. Entende-se que o conjunto de resultados a serem apresentados nesta pesquisa poderá contribuir com o planejamento de diversos setores econômicos e demandas ambientais ligados aos recursos hídricos.

Para alcançar o objetivo geral, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

1. descrever as características dos padrões de precipitação da América do Sul e sua variabilidade em escala sinótica;
2. descrever as alterações que estão sendo observadas na cobertura do gelo marinho nas últimas décadas sobre as regiões do Ártico e no entorno da Antártica e os correspondentes impactos sobre as variações do clima regional e global.
3. construir cenários para a provável redução da extensão do gelo marinho esperada para meados do século XXI;
4. simular as consequências sobre o clima da América do Sul e em seus padrões de precipitação, decorrentes das contínuas reduções do gelo marinho nas altas latitudes

no hemisfério norte e no entorno do continente Antártico, usando para tanto a modelagem numérica;

5. citar alguns dos mecanismos que podem conectar as variações da extensão do gelo marinho às variações na precipitação nas regiões tropicais e subtropicais da América do Sul.

### **1.3 Contribuições deste trabalho**

Resumidamente, este trabalho contribuiu na análise de um componente do sistema climático menos estudado e que está sendo fortemente influenciado pelo aquecimento global que é o gelo marinho. Ainda não havia na literatura um estudo simulando os possíveis impactos da diminuição da extensão do gelo marinho sobre os padrões de precipitação nos trópicos, em especial sobre a América do Sul. O uso de um modelo atmosférico que permite integrações rápidas e resultados compatíveis com os encontrados por modelos mais complexos é uma contribuição que pode permitir a realização de trabalhos futuros que abordem diversos estudos de variabilidade e mudanças climáticas.

### **1.4 Escopo da tese**

Esta tese segue a seguinte estruturação. No Capítulo 1, aborda-se a questão das mudanças climáticas globais como motivação para o presente estudo. Adicionalmente, discute-se a importância do gelo marinho como componente do sistema climático que sofre as consequências dessas mudanças e que pode ser agente de modificações na dinâmica da atmosfera e, conseqüentemente, na distribuição das chuvas sobre o planeta.

O Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica que inclui uma visão do sistema climático terrestre e a interação entre seus vários componentes, enfatizando, principalmente, as tendências apresentadas nas últimas décadas para a extensão do gelo marinho, a maneira de detectar essas tendências e as diferenças que se percebe entre o que está acontecendo no hemisfério norte e no hemisfério sul. Julgou-se importante relatar o acoplamento entre a extensão do gelo marinho e a posição da Zona de Convergência Intertropical, com evidências paleoclimáticas sólidas e modelagem numérica sofisticada e atual. Muitos artigos também são citados nos quais se busca relacionar as variações do gelo marinho com os padrões climáticos em várias partes do globo. Revisa-se ainda neste capítulo quais são as características dos padrões da chuva ao longo das estações do ano sobre a América do Sul, como são as variações interanuais e até um pouco do que se conhece em termos da variabilidade na escala

de décadas. O acoplamento oceano-atmosfera aparece quando se fala nas teleconexões, pois elas se dão de modo a levar alterações observadas sobre um local do planeta para regiões afastadas usando os oceanos e a atmosfera como canais para propagação de ondas e transporte de energia. A escolha do modelo de circulação geral da atmosfera SPEEDY é também justificada neste capítulo onde os trabalhos revisados mostram que um modelo de complexidade intermediária pode ser usado com qualidade semelhante aos modelos mais complexos que demandam muito custo computacional, facilitando integrações longas como as exigidas no presente trabalho.

No Capítulo 3, estão descritos o material e os métodos usados na pesquisa. As regiões onde são observadas reduções na cobertura do gelo marinho foram discriminadas mais especificamente, possibilitando a construção dos cenários de redução do gelo marinho para sua implementação em simulações com o modelo numérico SPEEDY. Os diversos experimentos com o SPEEDY estão descritos, assim como a justificativa para as taxas de redução do gelo marinho usadas em cada um dos casos. Nesse capítulo, descreve-se, também, a metodologia usada para a determinação da influência de oscilações atmosféricas importantes no comportamento da precipitação sobre a América do Sul e oceanos vizinhos.

No Capítulo 4, são apresentados os resultados encontrados na pesquisa. Inicia-se com a validação das simulações efetuadas com o modelo SPEEDY comparando-se as características cinemáticas globais da circulação atmosférica e da precipitação obtidas pelo modelo no caso controle, aquele que descreve o clima atual, com os dados das reanálises do CFSR do NCEP. Em seguida, as diferenças entre as diversas simulações de redução do gelo marinho e o caso controle são analisadas, destacando-se tanto as diferenças encontradas nos padrões dinâmicos da atmosfera como nos campos de precipitação. São analisadas as mudanças nas posições e intensidades dos principais sistemas atmosféricos, como a Zona de Convergência Intertropical, a Zona de Convergência do Atlântico Sul e os sistemas semiestacionários de altas pressões atmosféricas, evidenciando as variações esperadas nas chuvas das regiões Amazônica, Nordeste e Sul-Sudeste da América do Sul.

No Capítulo 5, são elencadas as conclusões e sugestões para novas pesquisas, enquanto, ao final deste documento, seguem listadas as referências bibliográficas citadas ao longo do texto.

## CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Muitos são os fatores que determinam e alteram o clima do planeta. Esses fatores devem ser entendidos, e a contribuição de cada um deles sobre o clima de uma região deve ser quantificada. A atmosfera, em comparação com os outros integrantes do sistema climático terrestre, reage mais rapidamente às forçantes externas e às condições de contorno inferior, revelando ainda um conjunto de teleconexões que fazem com que estímulos em uma região geográfica tenham influência no clima de regiões muito afastadas. Por outro lado, a comunidade científica internacional reconhece que um dos sinais mais visíveis das mudanças climáticas observada nas últimas décadas é a diminuição na extensão do gelo marinho, principalmente sobre o hemisfério norte. Finalmente deve-se ressaltar que os modelos numéricos da atmosfera têm se mostrado como uma ferramenta adequada para simular as características e mudanças do clima global em função das variações de alguns dos componentes do sistema climático. Esses aspectos serão abordados a seguir em itens específicos desta revisão bibliográfica, não perdendo de vista que o objetivo deste trabalho é verificar as alterações nos padrões de precipitação na América do Sul decorrentes da diminuição do gelo marinho no hemisfério norte e em parte do mar no entorno da Antártica.

### 2.1 Sistema Climático Terrestre

Para entender a natureza e as causas da variabilidade e das mudanças climáticas, a atmosfera tem que ser tratada como um dos componentes de um sistema mais amplo. Nele a atmosfera entra como um sistema termodinâmico e interage fortemente com seus vizinhos, quais sejam: a hidrosfera, que inclui os oceanos, os lagos e rios; a criosfera formada pelas massas de gelo e neve sobre os continentes e sobre o mar; a litosfera e os biossistemas terrestre e marinho. Embora esses sistemas naturais sejam muito diferentes em suas composições, propriedades físicas, estrutura e comportamento, eles estão todos interligados por fluxos de massa, energia e *momentum*, formando o chamado Sistema Climático Terrestre (PEIXOTO e ORT, 1992). Em um sistema como esse, todos os elementos influenciam uns aos outros, como em um sistema de vasos comunicantes – quando se mexe em um deles, os demais são alterados.

Já em seus primeiros relatórios, o Grupo de Trabalho I do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas, o IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), reforçava a importância de abordar todos os constituintes do Sistema Climático, de seus subsistemas e das diversas interações existentes entre eles. Essas interações acontecem primariamente devido ao

aporte de radiação solar. Essa energia incidente que chega ao sistema gera uma dinâmica permanente entre a atmosfera e a crosta terrestre que é sentida por meio do clima. Nesse contexto, tudo o que ocorre no clima de nosso planeta é causado, primariamente, pela energia que vem do sol. A Figura 2.1 esquematiza os componentes e as diversas interações observadas no sistema climático terrestre.

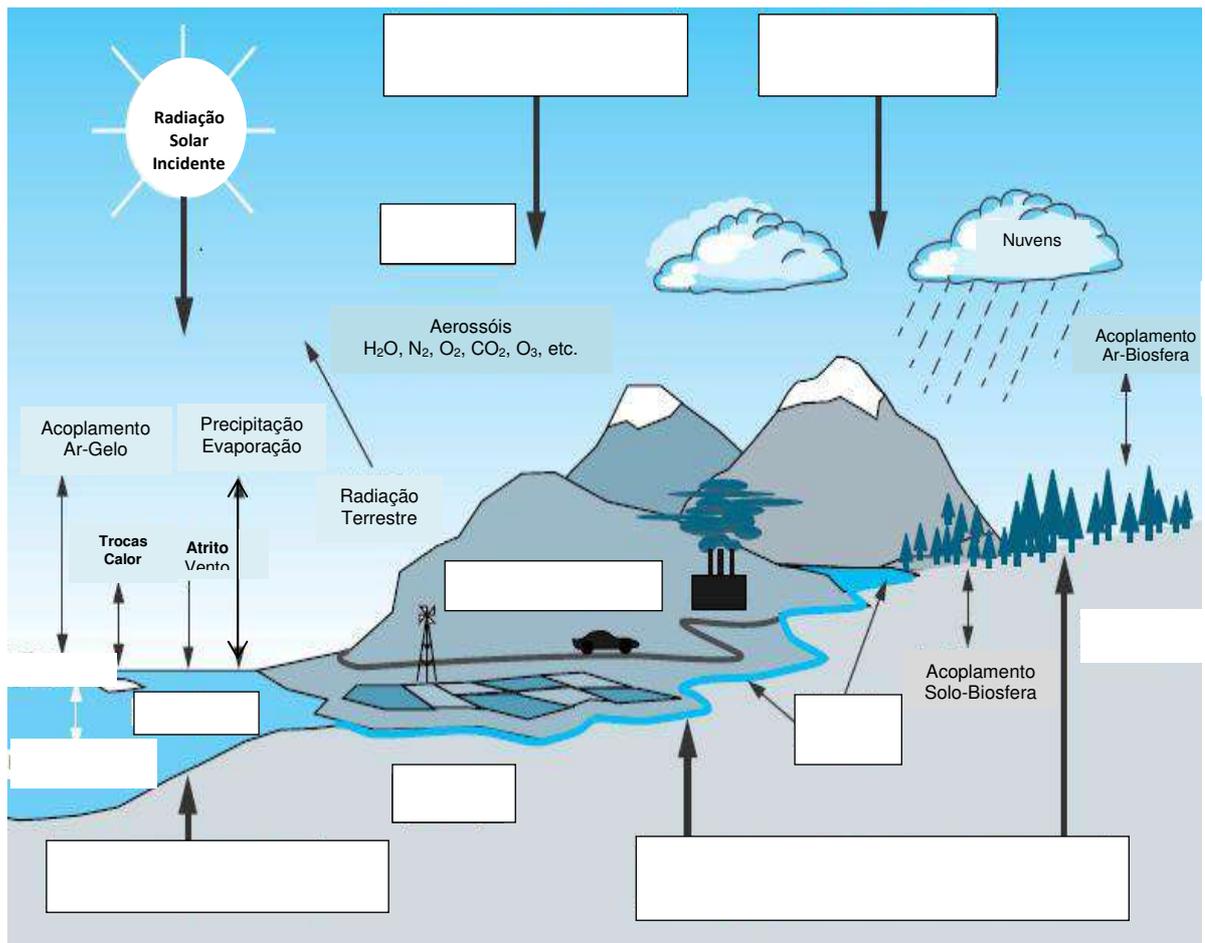


Figura 2.1 – Visão esquemática dos componentes do sistema climático global, de seus processos e interações (Fonte: adaptado de IPCC - AR3, 2001).

A atmosfera é a parte mais instável e de resposta mais rápida do sistema. A atmosfera seca (sem o vapor d'água) é composta, principalmente, de nitrogênio (78,1%), oxigênio (20,9%) e argônio (0,93%), mas esses gases têm uma interação muito limitada com a radiação solar incidente e não interagem com a radiação infravermelha emitida pela Terra. No entanto, alguns gases que aparecem em pequenas proporções na atmosfera (os chamados gases traços), tais como o dióxido de carbono, o metano, o óxido nitroso e o ozônio, absorvem e emitem a radiação no comprimento de onda do infravermelho. Esses são os chamados gases do “efeito estufa” que, com menos do que 0,1% por volume do total da atmosfera, desempenham um

papel importante no balanço de energia do planeta. A distribuição do ozônio na atmosfera e sua atuação no balanço de radiação são peculiares. O ozônio presente nas partes mais baixas da atmosfera (na troposfera e na baixa estratosfera) atua como um gás do efeito estufa, além de ser um poluente que causa danos à saúde humana. Em níveis mais altos da estratosfera, há uma camada com alta concentração de ozônio que absorve a radiação ultravioleta do Sol, atuando no balanço de radiação da estratosfera ao mesmo tempo em que filtra essa forma de radiação prejudicial aos seres vivos. A atmosfera contém ainda partículas sólidas e líquidas (aerossóis) além das nuvens que interagem fortemente com a radiação solar incidente e com a radiação emitida pela superfície de uma forma complexa com alta variabilidade espacial. A água certamente é o componente mais variável da atmosfera aparecendo na forma de vapor, gotas de nuvens e cristais de gelo. O vapor d'água apresenta-se em quantidades muito variáveis (em média, 1%) sendo o gás mais eficiente do efeito estufa. Por essa razão e devido às suas mudanças de fase, o vapor d'água absorve e libera muita energia tendo um papel central no clima, em sua variabilidade e nas suas mudanças (YNOUE *et al.*, 2017).

A hidrosfera compreende toda a água líquida superficial ou subterrânea, tanto a água doce dos rios, lagos e aquíferos, quanto a água salina de oceanos e mares. A água doce escorre sobre os continentes na forma de rios, retornando aos oceanos e influenciando sua composição e circulação. Os oceanos cobrem aproximadamente 70% da superfície terrestre. Eles estocam e transportam uma grande quantidade de energia, assim como dissolvem e armazenam grandes quantidades de dióxido de carbono. A circulação dos oceanos, dirigida pelos ventos e pelos contrastes de densidade causados pela salinidade e pelos gradientes térmicos, é muito mais lenta que a circulação da atmosfera. Devido a grande inércia térmica, os oceanos atenuam grandes variações de temperatura, atuando como reguladores do clima terrestre e fontes da variabilidade climática natural (RICHTER, 2015).

A vegetação e o tipo de solo na superfície controlam como a energia recebida do Sol vai retornar para a atmosfera. Parte retorna como radiação de onda longa (infravermelho), aquecendo a atmosfera na medida em que a superfície se aquece. Parte serve para evaporar a água, tanto a contida no solo como nas folhas das plantas, levando água de volta a atmosfera. A umidade do solo tem muita influência na temperatura do ar junto à superfície já que a evaporação da umidade do solo requer muita energia. A textura da superfície (sua rugosidade) influencia a dinâmica da atmosfera na medida em que o vento flui sobre a superfície da terra. A rugosidade é determinada tanto pela topografia como pela vegetação. O vento carrega

poeira da superfície para a atmosfera o que interfere com a radiação da atmosfera (PEIXOTO e OORT, 1992).

As biosferas marinha e terrestre têm impacto maior na composição da atmosfera. A biota influencia a captura e a liberação de gases do efeito estufa. Através da fotossíntese, tanto as plantas marinhas quanto terrestres estocam grandes quantidades de carbono a partir do dióxido de carbono. A biosfera desempenha assim um papel central no ciclo do carbono, assim como nos estoques de muitos outros gases, tais como metano e óxido nítrico. Os chamados compostos orgânicos voláteis emitidos pela biosfera podem ter efeitos importantes na química da atmosfera, na formação de aerossóis e, portanto, no clima. A influência do clima na biosfera é preservada como fósseis, nos anéis das árvores, pólen e outros registros, de tal modo que o que é conhecido dos climas passados tem origem nesses indicadores bióticos (WALLACE e HOBBS, 2006).

A criosfera inclui as grandes placas de gelo sobre terra como a Antártica e a Groenlândia, as geleiras continentais, os campos de neve, o gelo sobre o mar e o *permafrost* (terra, gelo e rochas permanentemente congelados). A criosfera é importante para o sistema climático devido a sua alta refletividade em relação à radiação solar (albedo), sua baixa condutividade térmica, sua grande inércia térmica e, especialmente, seu desempenho crítico no direcionamento da circulação oceânica profunda. Como as placas de gelo estocam grandes quantidades de água, alterações em seus volumes são fontes potenciais de variações no nível do mar. Para fins de comparação, tomando-se como base a superfície da terra não coberta pelo mar, a área total coberta pelo gelo inclui 2,7% sobre a Antártica, 0,35% sobre a Groenlândia, 9% de campos de neve, 5% de *permafrost*, 0,1% de geleiras continentais, além de 7% de gelo sobre o oceano, sendo 3% no Ártico em março e 4% no entorno da Antártica em setembro (épocas de máxima extensão do gelo marinho em cada hemisfério). O gelo marinho tem espessura de 1 a 3 m em média, e sua massa é muitas vezes menor que a do gelo continental. O gelo marinho não se apresenta contínuo em extensão, mas frequentemente fracionado em partes ou pedaços com diferentes tamanhos e formas, separados por porções de mar aberto (denominados *leads*), que se abrem e se fecham à medida que as placas de gelo se movimentam quando empurradas pelos ventos superficiais (WALLACE e HOBBS, 2006).

Muitos processos físicos, químicos e biológicos de interação ocorrem entre os vários componentes do sistema climático, em vastas escalas temporais e espaciais, tornando o sistema extremamente complexo. Todos os subsistemas são abertos e inter-relacionados.

Como exemplo, a atmosfera e os oceanos são fortemente acoplados e trocam vapor d'água e calor através da evaporação. Trata-se de parte do ciclo hidrológico, que leva à condensação, formação de nuvens, precipitação e escoamento superficial (*runoff*), além de fornecer energia para os sistemas meteorológicos. Por outro lado, a precipitação tem influência na salinidade, na sua distribuição e, conseqüentemente, na circulação termohalina. A atmosfera e os oceanos também trocam dióxido de carbono, mantendo um balanço, dissolvendo-o na água polar fria que penetra no oceano profundo e liberando-o na água relativamente quente que aflora perto do Equador. Além disso, o gelo no mar dificulta as trocas entre a atmosfera e os oceanos; a biosfera influencia a concentração de dióxido de carbono através da fotossíntese e da respiração, que, por sua vez, influencia as mudanças no clima. A biosfera também afeta a entrada de vapor na atmosfera através da evapotranspiração e o balanço radiativo da atmosfera através da quantidade de luz solar refletida de volta para o céu (albedo) (LUTGENS *et al.*, 2013).

## **2.2 O papel do gelo marinho no Sistema Climático Terrestre**

A criosfera é um integrador natural da variabilidade climática já que todos os seus componentes são sensíveis às variações da temperatura sobre várias escalas temporais, oferecendo, desse modo, uma das assinaturas mais visíveis das variações do clima.

No hemisfério norte, no inverno, a cobertura de gelo abrange não só o Oceano Ártico, mas também o Mar de Bering e o Mar de Okhotsk. Durante o breve verão polar, o gelo retrai-se dramaticamente, e enormes placas desprendidas são, algumas vezes, observadas até mesmo nas proximidades do polo norte. Novas placas de gelo formam-se durante a estação fria, pelo congelamento da água próxima a outras placas recém-formadas, e nas regiões onde os ventos sobre o mar arrastam pedaços de gelo afastando-os da costa. Inicialmente, as novas placas de gelo espessam-se rapidamente, mas depois o espessamento torna-se mais lento, na medida em que começam a se isolar. Placas de gelo com espessura superior a um metro também se formam, não propriamente pelo espessamento por novas camadas, mas sim por processos mecânicos envolvendo colisões de bancos de gelo flutuantes. Protuberâncias com mais de 5 m de espessura são criadas quando placas de gelo colidem, e o espessamento acontece quando partes de uma placa se sobrepõem a outra placa. Alguns bancos de gelo flutuantes (*ice floes*) permanecem no Ártico por décadas, circulando e dando voltas no Giro de Beaufort, enquanto outros ficam um ano ou dois no Ártico, antes de sair, quer através do Estreito de Fram entre a Groenlândia e Spitzbergen, quer através do Estreito de Nares na Baía de Baffin ao longo do

lado oeste da Groenlândia. Os bancos de gelo flutuantes do Ártico, ao se deslocarem em direção a águas menos frias, acabam se juntando aos diversos *icebergs* que se quebram e se desprendem da plataforma de gelo da Groenlândia.

Quando a água do mar congela, o gelo que se forma é composto apenas de água doce. A água super salgada (salmoura) que se forma pela concentração do sal excluído na fase de congelamento é denominada “*brine*” antes de se misturar com a água que está à volta. O processo de congelamento da água do mar aumenta muito a salinidade local, e a salmoura torna-se importante no processo de afundamento da água mais densa, rompendo a pycnoclina e descendo para o fundo do mar. Não é por acaso que as regiões de afundamento da água nos oceanos ocorrem nas altas latitudes, onde a água do mar congela facilmente. Esse afundamento da água adensada pelo sal excedente torna-se parte essencial da circulação termohalina (WALLACE e HOBBS, 2006).

Contrastando com o Oceano Ártico, o gelo marinho no Oceano Austral não tem sua extensão limitada pelos continentes e tem uma variação sazonal muito maior. Assim, predomina o gelo jovem, aquele formado no mesmo ano (durante o inverno) e que atinge entre 0,5 e 2 m de espessura antes de derreter no verão. Massas de gelo marinho com mais de um ano de idade, que sobreviveram a pelo menos um inverno, são observadas nas proximidades das grandes plataformas de gelo no interior dos mares de Weddell e Ross. A extensão média do gelo marinho varia entre 3 milhões de km<sup>2</sup>, durante o verão Austral, até cerca de 18 milhões de km<sup>2</sup> durante o inverno, podendo variar entre 1,6 e 22 milhões de km<sup>2</sup>, respectivamente. O Oceano Austral também está repleto de *icebergs*, grandes blocos de gelo que se desprenderam das plataformas de gelo que marcam a chegada do manto de gelo ao oceano. Diferentes da origem do gelo marinho, os *icebergs* são blocos de água doce que derivam ao longo do Oceano Austral e, com o seu derretimento, acabam diluindo as águas superficiais, alterando suas propriedades, principalmente a salinidade (SIMÕES, 2011).

As regiões polares da Terra desempenham um papel fundamental na determinação da natureza do clima global. Enquanto que nos trópicos e subtropicais chega mais radiação do que sai, existe um balanço negativo nas latitudes altas, isto é, a radiação de onda longa que sai excede a radiação de onda curta absorvida. É função da circulação da atmosfera (e um pouco menos dos oceanos) zerar esse desbalanceamento e produzir um clima aproximadamente estacionário, transportando energia, primariamente na forma de calor sensível, calor latente e energia potencial, dos trópicos para as regiões polares. Visto dessa perspectiva, não é só a

natureza das condições e dos processos tropicais importantes para o estabelecimento e as características da circulação atmosférica, mas são também as características das regiões polares. Por essa e por muitas outras razões, um entendimento da dinâmica e da termodinâmica globais deve envolver também todas as considerações sobre as regiões polares (SIMMONDS, 2015).

De acordo com a teoria do ciclo de energia de Lorenz (PEIXOTO e OORT, 1992), parte da energia que chega do Sol é usada como energia térmica, enquanto que parte fica disponível para ser transformada e dissipada no sistema climático.

Nos trópicos, com a rotação da Terra, momento angular é transferido da Terra para a atmosfera via forças de atrito. Esse momento angular é transportado para cima e depois na direção dos polos na célula de Hadley (circulação direta). O movimento ascendente gera a energia potencial média disponível ( $\overline{PE_z}$ ), enquanto que o ramo do movimento na direção dos polos gera a energia cinética média ( $\overline{PE_e}$ ). Esta última representa a energia disponível para o crescimento dos distúrbios baroclínicos das latitudes médias. Alimentados pela instabilidade baroclínica, os vórtices transientes transportam momento angular para os polos e para baixo convertendo  $\overline{PE_e}$  em vórtices de energia cinética ( $\overline{K_e}$ ). Na medida em que  $\overline{PE_e}$  é consumida um pouco mais rapidamente nas latitudes médias (célula de Ferrel) do que é produzida na célula de Hadley, parte de  $\overline{K_e}$  é convertida de volta em fluxo médio ( $\overline{K_z}$ ) por meio do decaimento barotrópico (HOLTON, 2004).

O transporte zonal de energia médio no tempo varia como uma função do estado básico (circulação meridional média mais as ondas planetárias estacionárias) mais a perturbação (vórtices transientes). Tanto os vórtices estacionários quanto os transientes são importantes para os fluxos de calor na direção dos polos, umidade e momento angular, embora os primeiros dominem o fluxo meridional de calor com máximo na baixa troposfera associado com o crescimento de ciclones extratropicais.

Para o transporte de calor pela atmosfera, os vórtices de escala sinótica têm um papel dominante. Devido à rotação da Terra e do gradiente norte-sul de temperatura na atmosfera, os ventos médios na troposfera nas latitudes médias são de oeste. Esse fato significa que é difícil obter transportes meridionais de calor a partir desse escoamento médio. Consequentemente, o transporte meridional total de calor resulta da combinação do escoamento de grandes ondas estacionárias e de vórtices transientes de escala sinótica e de

vórtices de escala ainda menor, resultantes da difusão atmosférica. De todos esses sistemas, os vórtices de escala sinótica são os mais importantes.

Além do aspecto dinâmico determinado pela circulação atmosférica, ênfase deve ser dada ao fato de que o gelo marinho desempenha um papel importante no balanço de energia da Terra pelo menos por três razões: sua alta refletividade (albedo), seu efeito isolante e através de sua interação com o oceano e com a atmosfera. Todas as três causas afetam o balanço de calor e de água do sistema climático global (BUDD *et al.*, 1989).

O albedo do gelo marinho é cerca de 0,1 para o oceano sem gelo, 0,5 para o gelo não coberto de neve e vai até 0,8 para o gelo com neve. Como decorrência desse fato, as áreas cobertas por gelo marinho absorvem pouca energia e a temperatura nas regiões polares permanece relativamente baixa. Por outro lado, mesmo pequenos aumentos na temperatura podem levar a grandes aquecimentos, tornando as regiões polares as áreas mais sensíveis às mudanças climáticas na Terra. Por causa de sua baixa condutividade térmica, o gelo marinho afeta os fluxos verticais de calor por isolar o mar relativamente quente da atmosfera mais fria que o sobrepõe (ANDREAS e MURPHY, 1986). O crescimento/decaimento do gelo marinho influencia o clima local, regional e global através de interações com as circulações oceânica e atmosférica (BUDD *et al.*, 1989). O estado do gelo marinho modula o gradiente de temperatura Equador-polo e, conseqüentemente, o transporte meridional de calor feito pelo oceano e pela atmosfera (TRENBERTH e CARON, 2001). A cobertura de gelo no mar muda o albedo superficial, isola o oceano das perdas de calor e fornece uma barreira às trocas de *momentum* e de gases tais como o vapor d'água e o dióxido de carbono entre o oceano e a atmosfera. A injeção de sal pela redução do gelo no mar altera a estrutura da densidade e modifica a circulação no oceano. As mudanças climáticas regionais afetam as características do gelo marinho, retroalimentando as variações no sistema climático, tanto regional como globalmente.

A transferência de calor oceano-atmosfera nas altas latitudes não é homogênea no espaço, particularmente devido à variabilidade espacial e temporal das condições do gelo marinho. O gelo marinho bloqueia fortemente o aquecimento diabático da baixa atmosfera, enquanto as trocas de energia ar-mar sobre o oceano sem gelo fornecem um mecanismo efetivo para geração e intensificação de ciclones nas altas latitudes. O transporte de calor pelo oceano nas latitudes médias é pequeno comparado ao transporte feito pela atmosfera (TRENBERTH e CARON, 2001). Os sistemas de baixa pressão, como tempestades, são o

melhor modo de transportar calor na direção dos polos. Os oceanos, em contraste, tendem a transportar calor de uma maneira mais lenta e menos violenta.

Oscilações no escoamento atmosférico de grande escala ocorrem basicamente devido às não homogeneidades da superfície terrestre (por exemplo, o relevo e os contrastes térmicos entre o continente e o oceano) e das fontes de calor. A distribuição da camada de gelo marinho é uma das diversas não homogeneidades que a superfície do planeta exhibe. A presença do gelo sobre o mar altera as características físicas da superfície de diversas maneiras. A formação do gelo aumenta o albedo e a rugosidade da superfície e ainda age como um elemento isolante, restringindo as trocas de calor, massa e *momentum* entre o oceano e a atmosfera. Durante os longos invernos polares, quando a presença de gelo é máxima e a insolação é mínima, predomina o efeito isolante, resultando em um controle bastante efetivo sobre a liberação de calor pelo oceano. Assim, um déficit (excesso) de gelo marinho – seja em extensão ou concentração – aquece (resfria) os níveis inferiores da atmosfera. Conseqüentemente, a temperatura do ar próxima à superfície e diretamente sobre a anomalia negativa (positiva) de gelo marinho aumenta (diminui), implicando uma alteração do clima local (SIMMONDS e BUDD, 1991). Essa capacidade de poder controlar a liberação do calor armazenado no oceano, associado ao fato de que anomalias na cobertura de gelo marinho podem perdurar por meses (LEMKE *et al.*, 1980), sugere que condições anômalas de gelo marinho podem influenciar a circulação atmosférica, possivelmente em grande escala. De fato, já em trabalhos pioneiros como o de Herman e Johnson (1978), usando modelos atmosféricos, ficou evidenciado que, além de modificações no clima regional do Círculo Polar Ártico, ocorriam também alterações significativas na pressão ao nível do mar em latitudes subtropicais, sugerindo uma conexão remota entre o estado do gelo marinho no Ártico e a circulação em latitudes subtropicais.

### **2.3 Os recursos hídricos e a precipitação na América do Sul**

As águas em nosso planeta encontram-se em permanente movimento, constituindo o assim chamado “Ciclo Hidrológico”. Desde os tempos geológicos, a água líquida ou sólida que é transformada em vapor pela energia solar que atinge a superfície da Terra e em transpiração pelos organismos vivos, sobe à atmosfera onde esfria progressivamente, dando origem às nuvens. Essas massas de água voltam a cair na superfície do planeta, sob a ação da gravidade, principalmente, na forma de chuva ou neve.

### **2.3.1 O conceito de recursos hídricos e sua relevância na América do Sul**

O termo “água” refere-se, em geral, ao elemento natural, desvinculado de qualquer uso ou utilização. Por sua vez, o termo “recurso hídrico” é a consideração da água como bem econômico, passível de utilização com tal fim. Deve-se ressaltar ainda que toda a água da Terra não é, necessariamente, um recurso hídrico, na medida em que seu uso ou utilização nem sempre tem viabilidade econômica (REBOUÇAS *et al.*, 2006).

A importância dos recursos hídricos é imensurável, dada a necessidade de produção dos bens de consumo que garantem a vida e a realização de todas as atividades executadas pelo homem em suas relações pessoais e profissionais. A água é o recurso mais utilizado na agricultura, sendo a irrigação das plantas feita, na maior parte das vezes, por meio das chuvas. O que não é utilizado para este fim retorna para a natureza através da evaporação ou para os lençóis freáticos. Na pecuária, a água é fundamental para a nutrição dos animais quer para o ganho de peso na pecuária de corte ou como elemento que compõe 87% do leite do gado leiteiro. A água tem um papel importante em muitas funções do corpo humano e se tiver imprópria para consumo poderá ocasionar doenças, prejudicando seriamente o funcionamento do organismo. No setor industrial, a água é usada como matéria-prima e aplicada na manutenção de máquinas e na lavagem de resíduos. Finalmente, cabe ressaltar que cerca de 75% da energia utilizada no Brasil é proveniente das hidrelétricas. Quando há falta de recursos hídricos, principalmente por escassez de chuvas, tem-se utilizado as termelétricas que são mais caras e mais poluentes.

A ideia da Terra como um sistema vem dos primórdios das civilizações, porém a sua visão só se tornou possível a partir das primeiras viagens espaciais, na década de 1960. Existe a consciência de um estreito entrosamento entre as partes vivas do planeta – plantas, microrganismos e animais – e as partes não vivas – rochas, oceanos e a atmosfera.

Os gases lançados na atmosfera pelas erupções vulcânicas associadas à “Tectônica de Placas”, pelos processos biológicos, onde se destaca a fotossíntese, acrescidos mais recentemente por aqueles gases e partículas associados às atividades humanas regulam o clima da Terra, o ciclo das águas, a vida e outras importantes condições ambientais.

O fato de os volumes de água de diferentes reservatórios da Terra terem permanecido constantes durante os últimos milhões de anos possibilita a consideração do conceito de “tempo de residência”. Esse tempo de residência é definido pelo quociente entre o volume estocado no reservatório em apreço e sua taxa de recarga ou perda anual (SALATI *et al.*, 2006). Para os oceanos, o volume de água sendo de 1.338 milhões de km<sup>3</sup> e as taxas de descarga direta ou indireta pelos rios (40-50 mil km<sup>3</sup>/ano) resultam num “tempo de residência” da água entre vinte e trinta mil anos. Os rios fluem a velocidades médias globais da ordem de km/dia, resultando em tempos de residência de dezoito a vinte dias. Efetivamente, a circulação do vapor d’água na atmosfera atingindo velocidades da ordem de km/h resulta que, embora o volume da água líquida, equivalente ao vapor da atmosfera, seja comparativamente pequeno – 13 mil km<sup>3</sup>, ou cerca de 0,001% do volume total -, a grande dinâmica da circulação constitui o principal fator de renovação das águas na Terra por meio do gigantesco processo de evaporação e precipitação dentro do ciclo hidrológico. O tempo de residência do vapor d’água que sobe à atmosfera por meio dos processos de evaporação e transpiração de animais e plantas varia entre 5 e 12 dias. Em outras palavras, no prazo de uma ou duas semanas, a água que sobe à atmosfera retorna à superfície da Terra podendo reabastecer o fluxo dos rios, a umidade do solo, as reservas de água subterrânea ou cair diretamente nos espelhos líquidos dos lagos, oceanos e similares, renovando as suas reservas e melhorando a sua qualidade à medida que proporciona a diluição de seus constituintes dissolvidos (REBOUÇAS, 2006).

Os dados da distribuição das chuvas no mundo mostram uma maior abundância nas regiões intertropicais com destaque para o continente sul-americano com mais de 2000 mm/ano, excetuando-se parte da região nordeste do Brasil, Chile e norte da Argentina. Os rios Amazonas e La Plata estão entre os maiores do mundo e têm estreita relação com os regimes de precipitação que predominam na América do Sul. Em três grandes unidades hidrográficas – Amazonas, São Francisco e Paraná – estão localizadas cerca de 80% da produção hídrica total do Brasil e as bacias desses rios cobrem 72% do território nacional (SALATI *et al.*, 2006). No Brasil, a interação do quadro climático com as condições geológicas dominantes gera importantes excedentes hídricos que alimentam uma das mais extensas e densas redes de rios perenes do mundo, sendo exceção os rios efêmeros e temporários localizados no semiárido da região nordeste.

Ilustram-se, na Figura 2.2, os limites das principais bacias hidrográficas da América do Sul (PFAFSTETTER, 2013).

O Brasil é um país com grandes reservas naturais de água doce graças, principalmente, à bacia Amazônica. No entanto, os últimos anos foram marcados por crises hídricas em várias regiões do país em função da falta de chuvas, sem contar a seca no sertão nordestino que perdura por gerações. É preocupante uma possível escassez de água nas regiões sul e sudeste do Brasil devido às crescentes demandas para indústrias e para o abastecimento doméstico que competem, cada vez mais, com a demanda para a produção agrícola (COELHO *et al.*, 2016; GEIRINHAS *et al.*, 2017; MARTINS *et al.*, 2017).

Em contrapartida, causa preocupação o possível aumento na frequência dos eventos meteorológicos extremos que, em diversos anos, têm causado alagamentos e inundações em diversas partes das regiões sul e sudeste, onde se concentra a maior parte da população e muitas das principais atividades econômicas do país.

Os recursos hídricos transfronteiriços (rios, lagos e aquíferos subterrâneos compartilhados por dois ou mais países) merecerão atenção para um gerenciamento integrado, fato que reforça a necessidade do conhecimento mais amplo e de uma crescente cooperação entre países, na medida em que a água se torne mais escassa ou que os sistemas meteorológicos ajam em sua forma clássica, demonstrando sempre que a atmosfera não tem fronteiras.

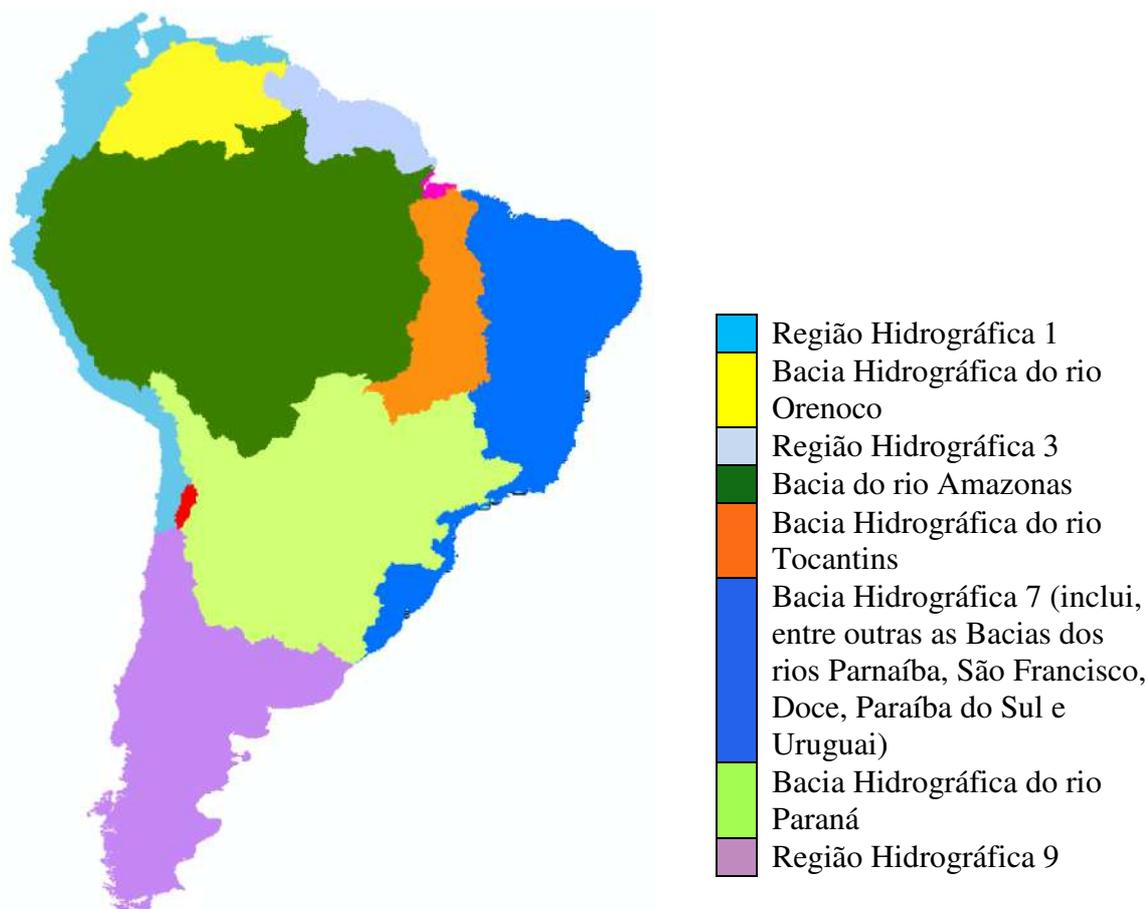


Figura 2.2 – Principais bacias hidrográficas (nível 1) da América do Sul (Fonte: PFAFSTETTER, 2013).

### 2.3.2 Padrões de precipitação sobre a América do Sul

Os padrões de precipitação observados em uma região são o produto da interação entre os fatores fisiográficos existentes com a circulação local e a disponibilidade de umidade na atmosfera. A América do Sul tem uma vasta extensão meridional, estando imersa em regiões que apresentam características tropicais, subtropicais e extratropicais. Esse continente é limitado a oeste pelo Oceano Pacífico e a leste pelo Oceano Atlântico, recebendo, portanto, influência de ambos sobre sua região continental. Duas outras características tornam esse continente único: a presença da Cordilheira do Andes estreita e íngreme, estendendo-se por toda a costa oeste, e a presença da floresta Amazônica. Essa floresta chega a ocupar 65% de toda a área tropical do continente e é uma das regiões mais úmidas do planeta. O continente sul-americano possui ainda regiões desérticas, como o Atacama no Chile, e regiões semiáridas, como o interior do nordeste brasileiro (SATYAMURTY *et al.*, 1998).

Várias são as características da circulação atmosférica, tanto de grande escala como de escala regional, que definem a quantidade e a distribuição das chuvas em escalas sazonal e interanual. Para os objetivos deste trabalho, é fundamental o conhecimento da distribuição da precipitação ao longo do ano sobre a América do Sul, assim como os principais sistemas meteorológicos que definem os padrões das chuvas em cada região e seu ciclo sazonal (Figura 2.3).

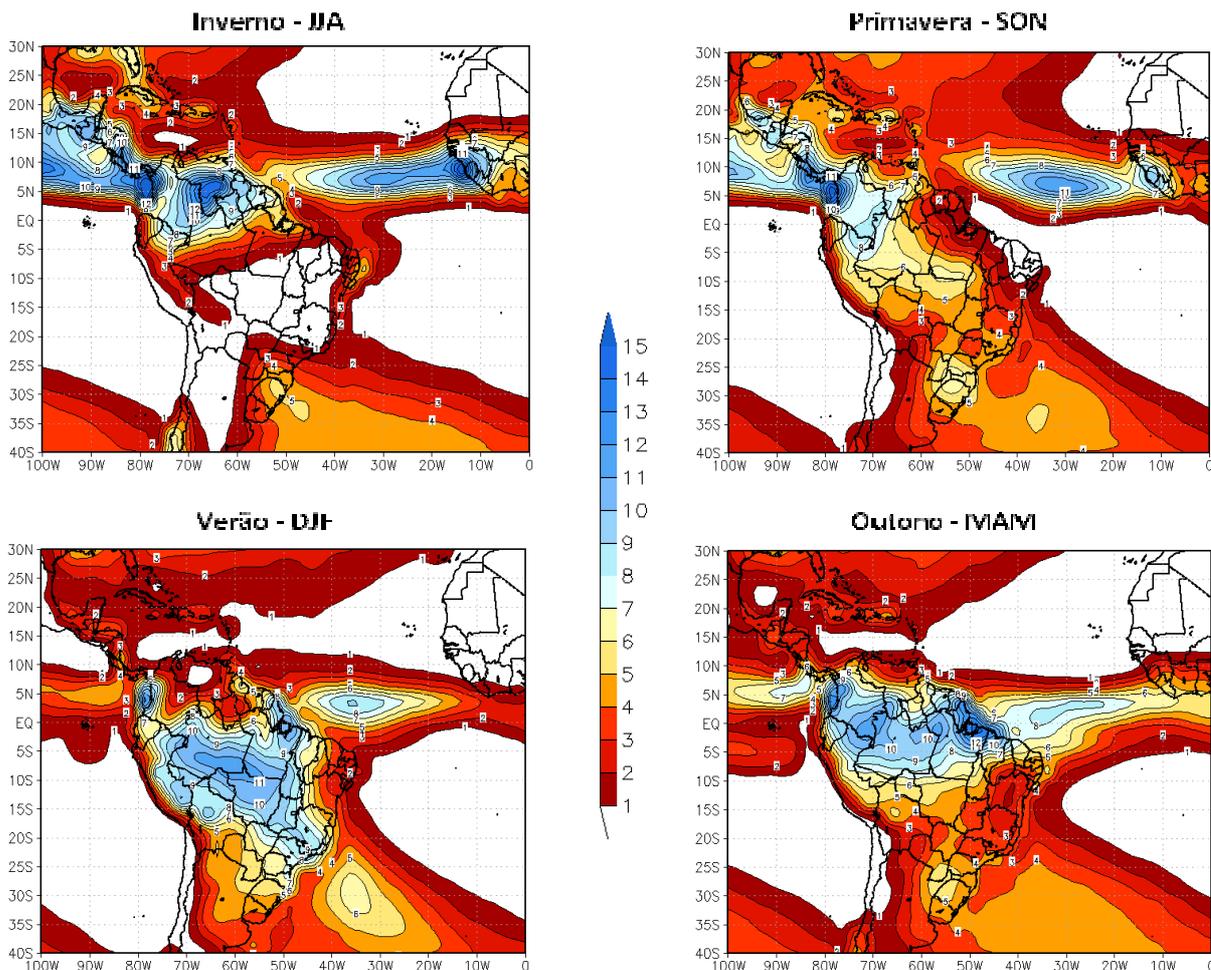


Figura 2.3 - Média da precipitação ( $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) observada no período 1980-2009 elaborada a partir dos dados de Adler *et al.* (2003) para os trimestres correspondentes ao (a) inverno, (b) primavera, (c) verão e (d) outono do hemisfério sul.

A Figura 2.3 mostra os valores médios diários de precipitação tomados a cada três meses, cada período correspondendo a uma das estações do ano. Em todas as épocas do ano, observa-se a concentração de precipitação na região equatorial associada à presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Na Figura 2.3 (a), correspondente ao inverno austral, notam-se as altas taxas diárias de chuvas nos setores mais ao norte da América do Sul, destacando-se ainda a precipitação na costa leste do nordeste do Brasil e a ausência de chuvas

nas regiões centro-oeste e sudeste que passam pelo seu período característico de estiagem anual. Durante a primavera, as chuvas estendem-se para todo o interior do continente, enquanto que a região nordeste passa pelo seu período de mínimo de precipitação. No verão, observa-se a região de máxima precipitação sobre o continente e que ela se estende no sentido noroeste-sudeste. Na estação seguinte, durante o outono austral, as chuvas retomam sua migração, voltando a se concentrar mais para o norte/nordeste do continente.

A ZCIT é considerada como o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico e Pacífico, assim como sobre áreas continentais adjacentes. Esse sistema é visualizado em imagens de satélite como uma banda de nuvens convectivas que se estende em uma faixa ao longo da região equatorial (Figura 2.4).

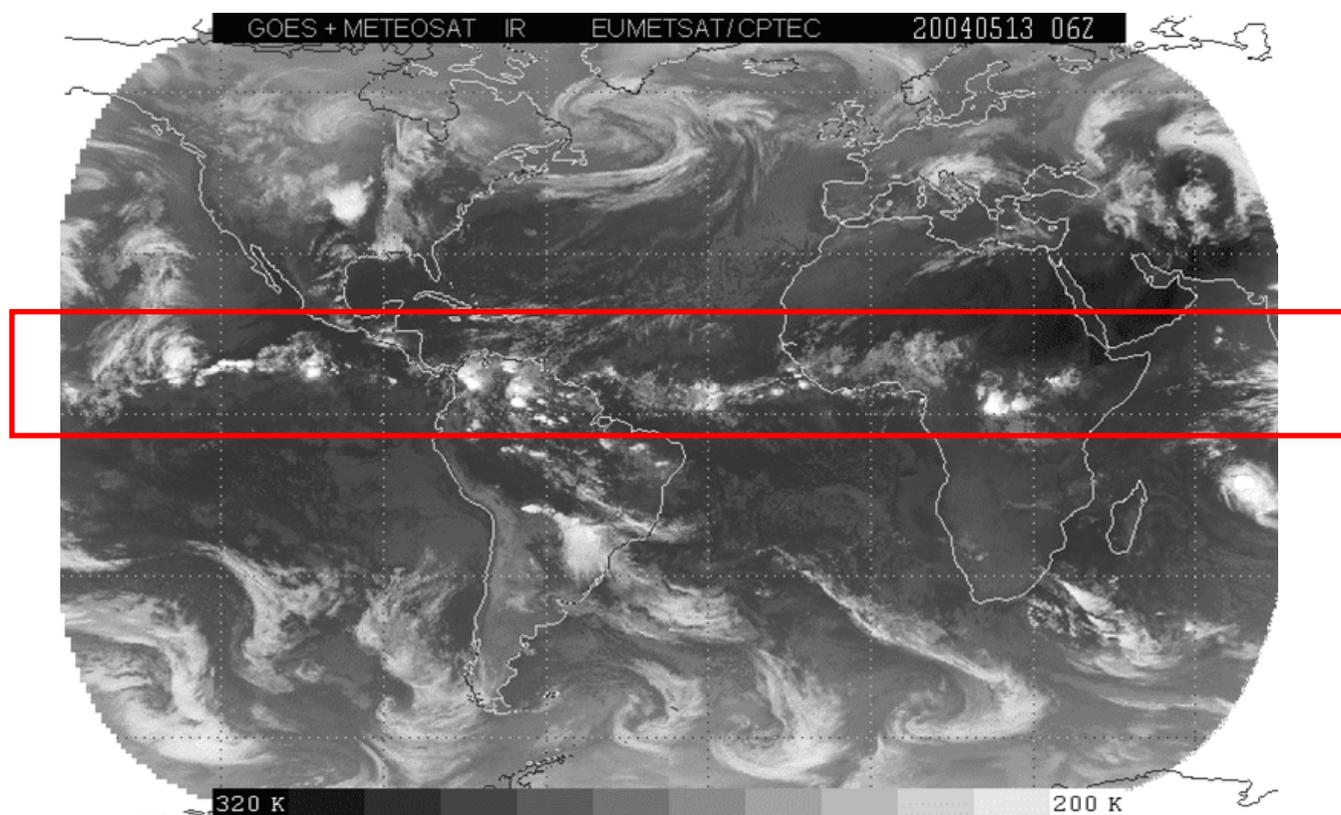


Figura 2.4 - Imagem de satélite no canal do infravermelho de 13/05/2006 às 06 UTC (Fonte: CPTEC/INPE).

Sobre o oceano Atlântico, essa é a região de baixas pressões equatoriais para onde convergem em superfície os ventos alísios de sudeste do hemisfério sul e os alísios de nordeste do hemisfério norte, que partem, respectivamente das bordas do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e do Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) (Figura 2.5). Como resultado da convergência dos alísios e do forte aquecimento durante todo o ano, a ZCIT apresenta-se como uma banda de nebulosidade convectiva,

acompanhada frequentemente por precipitação e ventos fracos. A ZCIT é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos, parte integrante da circulação geral da atmosfera, e suas variações determinam quão abundantes ou deficientes serão as chuvas no setor norte e nordeste do Brasil. No Oceano Atlântico, a ZCIT estende-se de oeste-sudoeste a leste-nordeste, localiza-se em média durante o ano mais perto de 5° N do que do Equador geográfico, atingindo sua posição mais setentrional em setembro e mais austral entre fevereiro e abril, influenciando as temperaturas tropicais e a marcha da nebulosidade e das chuvas durante as estações do ano (UVO e NOBRE, 1989 (a) e (b)).

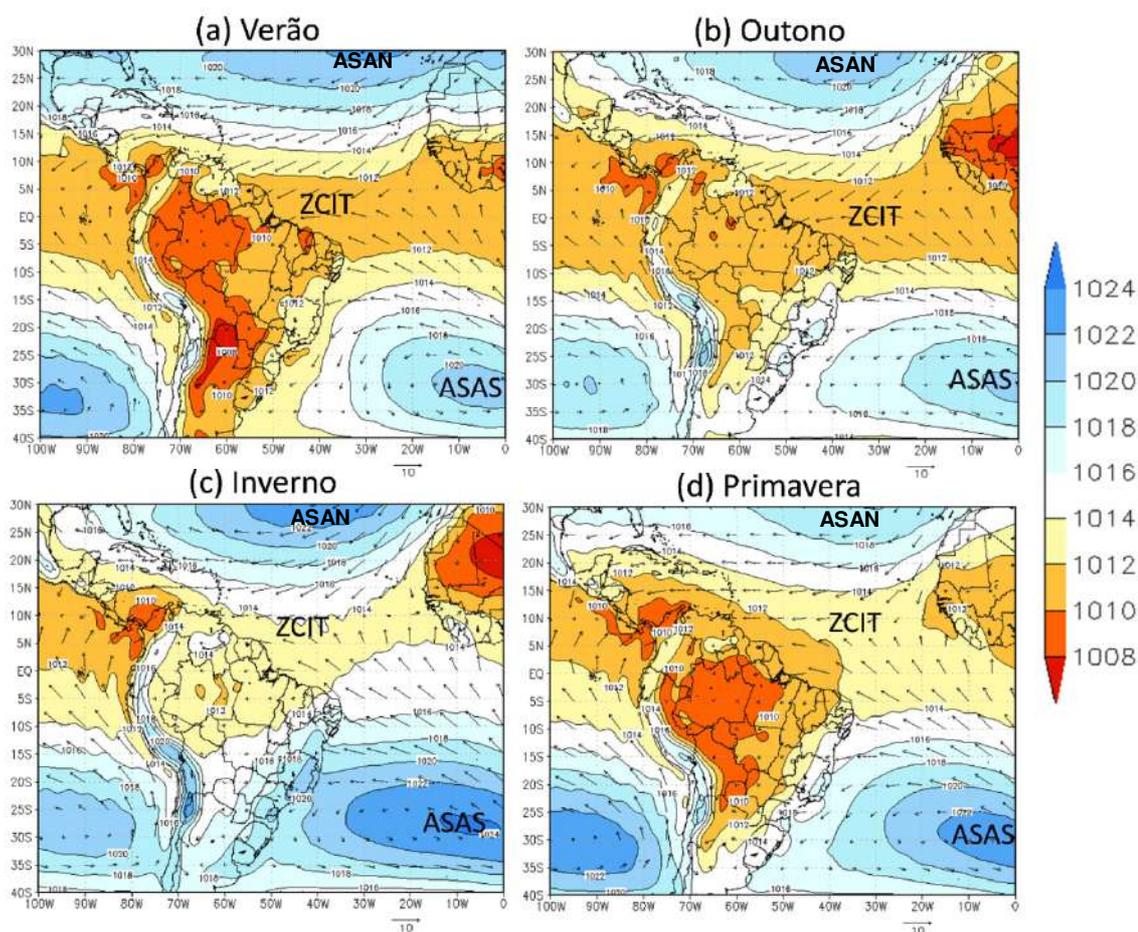


Figura 2.5 – Campos médios da pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) e vento ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), valores tomados no período 1980-2009 obtidos com dados da reanálise do CFSR para as estações do ano do hemisfério sul: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.

Em termos de variações interanuais, sugere-se, desde o trabalho pioneiro de Moura e Shukla (1981), a existência de um dipolo norte-sul de anomalia da temperatura da superfície do mar (ATSM) no Atlântico tropical com influência na precipitação do nordeste do Brasil (NEB). Anos secos ao norte do NEB são normalmente associados a um gradiente meridional positivo de anomalias de TSMs no Atlântico tropical (anomalias de TSMs positivas no HN e negativas no HS). Tais anomalias positivas de TSM ao norte contribuem para o

enfraquecimento do Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte (ASAN), e, conseqüentemente, os ventos alísios de nordeste tornam-se mais fracos. As anomalias de TSM negativas ao sul contribuem para a intensificação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e, por consequência, os ventos alísios de sudeste tornam-se mais intensos. Desse modo, a confluência dos ventos alísios tende a ocorrer em latitudes mais setentrionais do que o normal, e a banda de convecção associada à ZCIT pode até mesmo não atingir o NEB. Ao mesmo tempo, uma circulação secundária do tipo Hadley é gerada pelo gradiente de TSM com ar subindo sobre o Atlântico Norte tropical, a aproximadamente 10°N, e subsidindo sobre o NEB e regiões oceânicas adjacentes. Durante as épocas de chuvas abundantes no nordeste do Brasil, os padrões de anomalia invertem-se em relação àqueles anos de secas (UVO *et al.*, 1998) como esquematizado na Figura 2.6.

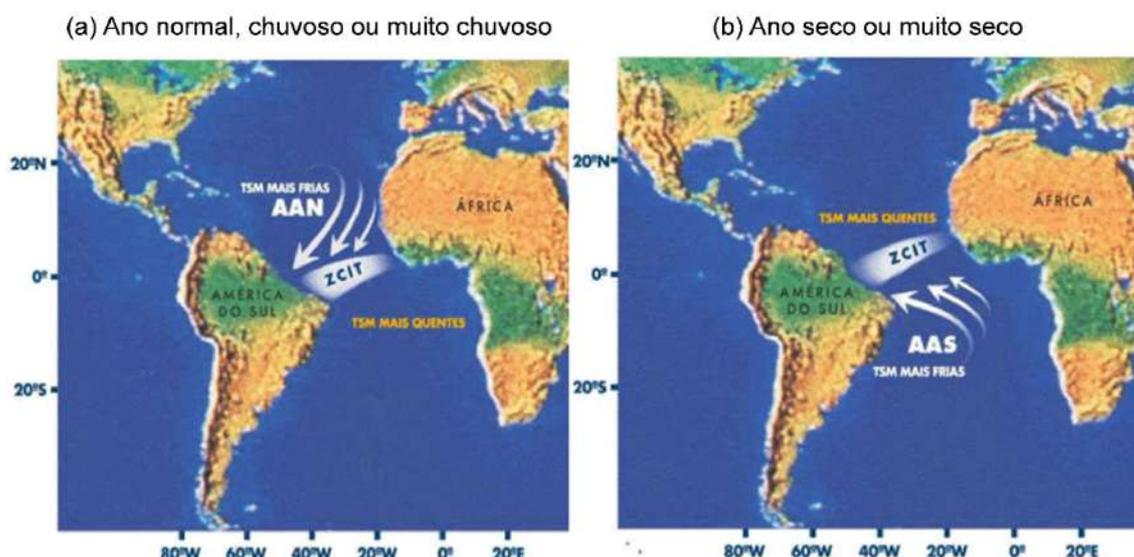


Figura 2.6 - Representação esquemática da influência do dipolo de ATSM do Atlântico sobre os ventos alísios do Atlântico Norte (AAN) e Sul (AAS) e a posição da ZCIT (Fonte: adaptado de Nobre e Molion, 1988).

Os máximos de precipitação na costa leste do NEB observados principalmente de maio a julho e visualizados na Figura 2.3(a) são determinados principalmente pela propagação das chamadas ondas de leste ou distúrbios ondulatórios de leste (DOL). Os DOL mais conhecidos e estudados são aqueles com origem na África e que ocorrem no outono/inverno do hemisfério sul, propagando-se até o Atlântico Tropical. Essas perturbações modulam a convecção sobre a África e, quando atravessam o oceano, costumam evoluir para tempestades tropicais e até mesmo furacões. Sobre o continente sul-americano, as ondas de leste são menos conhecidas, uma vez que são bem menos ativas no contexto da escala sinótica de sistemas meteorológicos, mas elas têm uma ação fundamental na modulação da convecção em

grande parte dos eventos provenientes do oceano e que atingem a costa leste do NEB (MACHADO *et al.*, 2009).

A climatologia da precipitação sobre os trópicos e subtropicais da América do Sul apresenta um ciclo anual regular, com a atividade convectiva começando no oeste da bacia Amazônica no início de agosto e evoluindo nos meses seguintes para o sudeste do Brasil. As chuvas mais intensas e frequentes sobre as regiões centro-oeste e sudeste do país ocorrem entre dezembro e fevereiro, e a atividade convectiva vai diminuindo em meados de março e abril (VERA *et al.*, 2006). Acompanhando o ciclo anual da chuva, observa-se uma das características mais marcantes do clima tropical da América do Sul durante o verão: a presença de uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até o sudeste do Brasil, chegando, frequentemente, até o oceano Atlântico Subtropical (Figura 2.3 (c)). Convencionou-se chamar de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) a essa característica climatológica à qual está associado um escoamento convergente de umidade na baixa troposfera (CARVALHO *et al.*, 2002). Embora tais características sejam observadas em todos os verões, importantes variações ocorrem na organização espacial, na intensidade das chuvas e na circulação. Variações desse tipo são responsáveis pela ocorrência de eventos severos, alagamentos e deslizamentos de terra em distintas cidades e bacias em diferentes anos. Por outro lado, a supressão das chuvas e a descaracterização desse sistema podem representar longos períodos de seca ou má distribuição das chuvas sobre vastas regiões do território brasileiro (CARVALHO *et al.*, 2004). Outro aspecto importante da variabilidade intrasazonal da ZCAS é o chamado efeito “gangorra” onde são observados padrões alternados de aumento e diminuição na precipitação sobre a região leste da América do Sul estendendo-se desde a Argentina até o sudeste do Brasil (MUZA *et al.*, 2009). Observa-se que eventos úmidos na região sudeste coincidem com a ocorrência de períodos secos na região sul e vice-versa, relacionados com a região onde está realmente posicionada a ZCAS.

Interações entre a região tropical e subtropical do Brasil acontecem durante todo o ano. No verão, temos incursões de ar tropical úmido da Amazônia para o sul, enquanto que, no inverno, o ar seco e frio do sul pode penetrar na Amazônia Central. Durante o verão, as interações acontecem, principalmente, pela ação do Jato de Baixos Níveis (JBN) na América do Sul a leste dos Andes (Reboita *et al.*, 2012). Séries temporais de eventos de JBN durante a segunda metade do século passado sugerem um importante papel das anomalias de TSM nos

oceanos tropicais na atividade do JBN e um aumento nesta atividade tem tido um impacto na frequência e na intensidade de eventos extremos de chuva no sudeste do Brasil como demonstrado por Carvalho *et al.* (2004) e Liebmann *et al.* (2004). Muitas vezes, a falta de informação meteorológica de boa qualidade em séries temporais no nível diário em grandes extensões do Brasil não tem permitido identificação de extremos climáticos e sua variabilidade, especialmente na região tropical da América do Sul, mas estudos como os de Carvalho *et al.* (2002 e 2004) evidenciam um aumento na frequência de extremos de chuva em São Paulo durante episódios de El Niño, sendo esses extremos de chuvas sensíveis à intensidade das ZCAS. O ciclo anual de eventos extremos de chuva no sul do Brasil mostra também ciclos anuais, sendo esses eventos mais frequentes na primavera e outono (TEIXEIRA, 2004). Eventos intensos de chuva no outono podem ser responsáveis por grandes valores de vazões no rio Paraná no Pampa Argentina. As presenças da ZCAS e do JBN revelam um controle desses sistemas nas escalas intrasazonais e interanuais já que, em média, percebe-se maior frequência de eventos intensos de chuvas nas regiões sul e sudeste do Brasil quando o JBN é intenso e a ZCAS é mais fraca e deslocada para o sul da região nordeste.

O escoamento para sul provocado pelo JBN promove uma conexão aérea entre o ciclo hidrológico da bacia Amazônica e o da bacia dos rios Paraná e Prata. Na região, são encontradas uma estação seca e outra chuvosa bem definidas. A estação chuvosa nas regiões central e sudeste do Brasil, principalmente na metade mais quente do ano, responde a um regime do tipo monção, com períodos chuvosos em que domina a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e períodos mais secos em que o regime de chuvas é mais localizado onde predominam sistemas convectivos de mesoescala (VELASCO e FRITSCH, 1987). Em todas as regiões do país, ocorrem ainda intensificações e desintensificações dos sistemas de tempo provocados pela topografia.

#### **2.4 Teleconexões na atmosfera terrestre**

Os padrões da pressão e da circulação atmosférica em uma dada região geográfica podem ser modificados devido à influência de fatores remotos cuja recorrência pode variar de semanas até meses e anos. Essas influências remotas são denominadas teleconexões ou modos de variabilidade de baixa frequência da atmosfera. As primeiras evidências de teleconexões globais surgiram nas análises de dados de pressão em superfície disponíveis no final do século 19. Quase duas décadas depois, Walker (1924, apud CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009, p.

318) identificou três grandes oscilações atmosféricas: a Oscilação do Atlântico Norte, a Oscilação do Pacífico Norte e a Oscilação Sul, essa última associada ao El Niño.

Normalmente, o termo teleconexão refere-se à ligação entre anomalias climáticas locais e forçantes localizadas a grandes distâncias inclusive em hemisférios opostos (REBOITA e SANTOS, 2014). As teleconexões são causadas pela propagação de ondas e transporte de energia na atmosfera e nos oceanos. Uma associação interessante é feita por Liu e Alexander (2007, apud REBOITA e SANTOS, 2014, p. 28), que dizem que a atmosfera atua como uma ponte entre as diferentes partes do oceano, enquanto o oceano atuaria como um túnel ligando diferentes regiões atmosféricas.

O padrão de teleconexão mais amplamente estudado é o relacionado ao fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS). REBOITA e SANTOS (2014) ressaltam que, além desse padrão já tão abordado pela literatura, cabe citar ainda o modo Pacífico-América do Sul (em inglês, *Pacific-South American Mode*, PSA), o padrão Pacífico-América do Norte (em inglês, *Pacific-North American Pattern*, PNA), a Oscilação do Atlântico Norte (em inglês, *North Atlantic Oscillation* – NAO), o Modo Anular Norte (em inglês, *Northern Annular Mode* – NAM), o Modo Anular Sul (em inglês, *Southern Annular Mode* - SAM) e a Oscilação Decadal do Pacífico (em inglês, *Pacific Decadal Oscillation* - PDO).

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul é o principal modo de variabilidade oceano-atmosfera em escala global (GRIMM, 2009). O ENOS é um processo de acoplamento entre o oceano e a atmosfera causado pela redistribuição de calor e momento no Pacífico equatorial. O ENOS perturba a circulação zonal de Walker e com isso afeta a convecção tropical, causando, assim, distúrbios na circulação atmosférica global e, portanto, no clima. A componente atmosférica do ENOS é chamada de Oscilação Sul, e a componente oceânica é denominada de El Niño. Um evento El Niño é caracterizado pelo aumento da TSM no setor centro-leste do Pacífico Tropical. Esse aquecimento favorece o decréscimo da pressão atmosférica no Pacífico Tropical Leste em relação ao Pacífico Tropical Oeste; nesse caso, tem-se a fase negativa da Oscilação Sul e a fase positiva do ENOS. A La Niña é caracterizada pelo resfriamento da TSM no setor centro-leste do Pacífico Tropical, onde também haverá aumento da pressão atmosférica; nessa situação, tem-se a fase positiva da Oscilação Sul e negativa do ENOS. Na fase positiva do ENOS, é esperado enfraquecimento dos ventos alísios, enquanto que, na fase negativa, espera-se um fortalecimento quando comparado ao padrão climatológico. Os eventos El Niño modificam a circulação zonal de Walker,

deslocando a convecção tropical do setor oeste do Pacífico para o setor central-leste, fazendo com que os movimentos subsidentes ocorram sobre o norte da América do Sul e oceano Atlântico (REBOITA E SANTOS, 2014). Na Amazônia, esses movimentos contrapõem-se aos movimentos ascendentes climatológicos da célula de Walker, sendo que, no nordeste do Brasil e Atlântico Tropical, acabam por intensificar a subsidência. Em episódios de La Niña, a convecção tropical do Pacífico Oeste é intensificada em relação aos anos normais, o que fortalece a célula de Walker do Pacífico. Como consequência, tem-se uma intensificação da atividade convectiva na Amazônia, o que pode favorecer a ocorrência de precipitação acima da média climatológica em anos de La Niña (GRIMM e TADESCHI, 2009).

Embora os efeitos do ENOS sejam observacionalmente evidentes na América do Sul, não se pode avaliar a precipitação nas regiões norte e nordeste do Brasil sem levar em consideração o padrão de anomalias de TSM (ATSM) no Atlântico Tropical. O padrão das anomalias de precipitação sobre o continente pode diferir nos casos de El Niño e de La Niña em que ocorram concomitantemente anomalias positivas ou negativas de TSM no Atlântico Tropical Sul ou no Atlântico Tropical Norte. Trabalhos usando modelos numéricos, como o de Kucharski *et al.* (2008), buscam explicar os mecanismos da circulação que relacionam ATSM no Pacífico equatorial em janeiro com as chuvas subsequentes no período de março-abril no nordeste do Brasil. O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico equatorial e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul. No caso do ENOS, são conhecidos os efeitos sobre o nordeste, quando as chuvas rareiam, e no sul do país, onde as chuvas são excessivas em anos de anomalias positivas de temperatura da superfície do mar na área equatorial do Pacífico (El Niño). A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico equatorial e Atlântico tropical afeta o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico, influenciando a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. Particularmente sobre o Brasil, as regiões mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico tropical são o centro e leste da Amazônia (UVO *et al.*, 1998; MARENGO, 2004, 2005), a região nordeste do Brasil (MOURA e SHUKLA, 1981; UVO *et al.*, 1998) e o extremo sul do país (DIAZ *et al.*, 1998).

Andreoli e Kayano (2007) mostraram que, mesmo sob condições de El Niño, podem ocorrer chuvas acima da média na região nordeste do Brasil, em especial na Bahia, se as

águas superficiais do setor equatorial-tropical do oceano Atlântico Sul estiverem anormalmente aquecidas. Segundo as autoras, águas mais quentes que o normal nessa região podem reforçar ações de frentes frias em lenta movimentação e de vórtices ciclones subtropicais dos altos níveis. A seca ocorrida na Amazônia em 2005, ano considerado como neutro pelo padrão ENOS, foi decorrente de uma anomalia positiva de TSM no Atlântico Tropical Norte (MARENGO *et al.*, 2008). Essa anomalia positiva enfraquece os alísios de nordeste reduzindo o transporte de umidade do Atlântico Tropical para o continente. Já as anomalias positivas de precipitação sobre o nordeste do Brasil em abril de 2009 foram associadas a um dipolo de TSM com anomalias positivas dessa variável no Atlântico Tropical Sul e anomalias negativas no Atlântico Tropical Norte (CAVALCANTI, 2012).

Um dos principais padrões de teleconexões estudado no hemisfério norte é a NAO. Esse padrão tem dois centros associados à Baixa da Islândia ou Groenlândia e à Alta dos Açores. Quando a Alta dos Açores e a Baixa da Islândia estão mais intensas do que o normal, a oscilação está em sua fase positiva. O oposto ocorre na fase negativa, com os dois centros enfraquecidos. Anomalias intensas dessa oscilação têm implicações sobre o oceano Atlântico Norte e sobre a Europa, sendo este padrão mais intenso nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Teleconexões que ocorrem no hemisfério norte também foram associadas à variabilidade da precipitação sobre o nordeste do Brasil. NAMIAS (1972) relacionou a variabilidade da precipitação no Nordeste do Brasil com a atividade ciclônica na região da Terra Nova e Groenlândia (um dos centros de ação da NAO) durante o inverno e a primavera no hemisfério norte. O outro centro dessa mesma oscilação influi na circulação da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN), a qual, por sua vez, pode influenciar na intensidade dos alísios e, então, na ZCIT do Atlântico. Padrão intenso da NAO ou deslocamento dessa configuração para sudoeste ou nordeste influenciam na posição da ASAN e na posição da ZCIT. KAYANO e ANDREOLI (2004) detectaram relações entre a variabilidade decadal na chuva no nordeste e anomalias de TSM no Pacífico tropical, que influenciam o nordeste por meio de conexões com as latitudes médias do hemisfério norte, passando por padrões de circulação associados à Oscilação do Atlântico Norte (NAO).

Um dos padrões bem identificados de teleconexões no hemisfério sul é o PSA (*Pacific South America*), que conecta a região tropical da Indonésia/Pacífico com a América do Sul. Estudos mostram que a convecção tropical dispara um trem de ondas do Pacífico equatorial em direção a América do Sul e chamam esse modo de atuação de PSA. Existe uma relação da

PSA com a convecção tropical no período de inverno do hemisfério sul. O PSA apresenta dois padrões: o PSA1, que está associado com a intensificação da convecção no Pacífico Central entre 14° E e 170° W e uma supressão da convecção no oceano Índico (MO e HIGGINS, 1998), e o PSA2, que está associado com a intensificação na convecção no Pacífico Central estendendo-se de 160° E a 150° W, ligeiramente ao sul do Equador, com uma supressão da convecção no Pacífico Oeste. A influência dessa oscilação em escala intrassazonal sobre o Brasil, principalmente sobre a ZCAS, foi discutida por CARVALHO *et al.* (2004).

O padrão de oscilação SAM (*Southern Annular Mode*), também chamado de Oscilação Antártica (em inglês, *Antarctica Oscillation – AAO*), é caracterizado por anomalias de altura geopotencial de sinais opostos entre os arredores da Antártica e as latitudes médias (THOMPSON e WALLACE, 2000). O SAM é representado como um dos modos dominantes de variabilidade do hemisfério sul. Um índice para SAM é calculado através da diferença entre a média zonal normalizada de pressão ao nível do mar nas latitudes de 40° S e 65° S. CARVALHO *et al.* (2005) examinaram a relação do modo SAM com o deslocamento dos jatos subtropical e polar e sua influência na trajetória dos ciclones extratropicais e encontraram uma influência nas variabilidades interanual e intrassazonal da convecção tropical na identificação deste padrão SAM. Na fase positiva, com ventos de oeste mais fortes, há mais ciclones nas regiões circumpolares e menos nas latitudes médias. O oposto ocorre na fase negativa desse modo de oscilação. Os efeitos da Oscilação Antártica sobre as vazões dos rios da região sul do Brasil foram estudados, por exemplo, por OLIVA (2011), e os efeitos do Modo Anular Sul sobre o estado do Rio Grande do Sul foram analisados por OLIVEIRA (2013) e OLIVEIRA e JUSTI DA SILVA (2016), revelando impactos sobre a circulação atmosférica e padrões de temperatura do ar e de precipitação sobre a região.

Tem-se observado que variações em chuvas e vazões de rios na Amazônia e no nordeste apresentam ciclos interdecadais com variabilidade associada a padrões de variação da mesma escala de tempo nos Oceanos Pacífico e Atlântico, como a variabilidade interdecadal do Pacífico (PDO) e a variabilidade decadal do Atlântico tropical. A PDO também é caracterizada por anomalias de sinais opostos entre TSM e pressão atmosférica, como no caso da ENOS, mas o contraste fica entre o Pacífico tropical e o Pacífico Norte. Os eventos PDO podem persistir por 20 a 30 anos, enquanto eventos típicos de ENOS oscilam de 6 a 18 meses. Além disso, as anomalias no Pacífico Norte são mais expressivas que as

anomalias observadas no caso do ENOS (MANTUA *et al.*, 1997 apud KAYANNO e ANDREOLI, 2009 p. 377-378).

No artigo de REBOITA e SANTOS (2012), onde foram analisadas as relações dos índices de três padrões de oscilação (SAM, PS1 e PDO) com dados de precipitação na América do Sul, no período entre 1979 e 2011, os autores concluíram que o SAM está relacionado, no outono, com anomalias positivas de precipitação no norte da América do Sul, enquanto a PDO com anomalias negativas nessa estação do ano. Os autores não encontraram relação entre a SAM e a precipitação na América do Sul no inverno e na primavera, mas mostraram a ocorrência de anomalias negativas de precipitação no noroeste da Argentina e anomalias positivas na região norte do Brasil, com máximo no oeste do estado do Amazonas durante a fase positiva dessa oscilação. O padrão PSA1 também mostrou maior impacto na precipitação durante o outono quando a fase positiva (negativa) implica diminuição (aumento) da precipitação no sul da Amazônia, Tocantins, Goiás, norte de Minas Gerais e sul da Bahia, além de um aumento (diminuição) da precipitação na região da ZCIT. No período analisado, predominou a fase positiva da PDO (entre 1979 e 1998), onde o padrão de anomalias indica um deslocamento da ZCIT para sul de sua posição climatológica.

SANTOS *et al.* (2011) analisaram os padrões de teleconexões através do uso dos índices de Oscilação Sul, SAM, NAM e PNA juntamente com os campos de movimento vertical em 500 hPa, destacando, com seus resultados, que padrões com centros de ação em um hemisfério podem afetar dinamicamente o hemisfério oposto. Na América do Sul, os movimentos verticais na média troposfera mostraram relação com a NAM, NAO e PNA, padrões essencialmente do hemisfério norte. Por exemplo, no caso da NAM, foram percebidos forçamentos subsidentes na Amazônia, no Atlântico Sul próximo à costa sudeste do Brasil, na região da ZCAS e, até mesmo, nas proximidades da Antártica, a oeste da linha da data. A fase positiva da NAO afeta significativamente a faixa tropical, inibindo a convecção ao longo da ZCIT, intensificando os movimentos ascendentes no norte da América do Sul e ao sul do equador no continente africano. Já a fase positiva da PNA afeta significativamente o setor nordeste do Pacífico Norte, com subsidência compensatória no Pacífico subtropical e forçamento subsidente na ZCIT próximo à América do Sul.

A Oscilação de Madden-Julian (OMJ) caracteriza-se por uma célula de circulação zonal direta no plano equatorial, que se propaga para leste em um período de 30 a 60 dias. A OMJ é o modo equatorial mais importante na escala intrassazonal, com impactos nas

distribuições anômalas de precipitação nos trópicos e subtropicais. Foram encontradas importantes modulações da OMJ em eventos de precipitação extrema na América do Sul. Por exemplo, CARVALHO *et al.* (2004) verificaram que a OMJ modula a intensidade da ZCAS com persistência maior do que três dias. Eles detectaram ainda que fases da OMJ caracterizadas por supressão de convecção sobre a Indonésia e aumento de convecção sobre o Pacífico Central aumentam o percentil de 95% de precipitação diária sobre as regiões norte e nordeste do Brasil. Por outro lado, padrões opostos são observados durante o aumento de convecção sobre a Indonésia e a supressão de convecção no Pacífico Central. LIEBMANN *et al.* (2004) investigaram a variabilidade de extremos de precipitação e associações com a ZCAS e o jato de baixos níveis na América do Sul. Eles verificaram que variações lentas no padrão de anomalias de precipitação nessas regiões são uma consequência direta da entrada de perturbações sinóticas moduladas por variações da OMJ.

## **2.5 Mudanças climáticas e as tendências observadas na extensão do gelo marinho**

O aquecimento do sistema climático é inequívoco de acordo com várias e diferentes evidências. Dados observacionais mostram aumentos nas médias globais das temperaturas do ar e dos oceanos, assim como um derretimento generalizado de neve e gelo e um aumento no nível médio do mar. Dados de temperatura do ar à superfície como um todo, sobre os continentes ou sobre o mar, mostram um aumento de cerca de  $0,8^{\circ}\text{C}$  no período de 1901-2010. Devido à variabilidade natural, nem todo ano é mais quente que seu antecessor em termos globais, mas os 10 anos com maiores registros de temperatura ocorreram de 1997 para cá (AMS, 2012).

Em 2017, a liberação dos principais gases do efeito estufa – dióxido de carbono, metano e óxido nitroso – alcançaram novos recordes. A concentração média anual de dióxido de carbono na superfície do nosso planeta foi calculada em 405 ppm, a mais alta desde o início das medidas feitas diretamente na atmosfera e mesmo nos registros feitos em amostras de gelo no período de 800.000 anos. A taxa global de crescimento do  $\text{CO}_2$  quase quadruplicou desde o início da década de 1960 (BLUNDEN *et al.*, 2018).

Segundo SÁNCHEZ-LUGO *et al.* (2017), por três anos consecutivos, um novo recorde de temperatura foi atingido no ano de 2016. A temperatura global tomada sobre o mar e sobre os continentes esteve em 2016 entre  $0,45^{\circ}\text{C}$  a  $0,56^{\circ}\text{C}$  acima dos valores médios do período de referência de 1981-2010. Esse registro superou em cerca de  $0,01^{\circ}$ – $0,12^{\circ}\text{C}$  o recorde anterior obtido em 2015 e em cerca de  $0,18^{\circ}$ – $0,25^{\circ}\text{C}$  o ano de 2014, que foi o terceiro

mais quente nos últimos 150 anos. A média anual global da temperatura da superfície do mar atingiu em 2016 um novo recorde, pontuando o sexto ano consecutivo de aumentos sucessivos (HUANG *et al.*, 2017). As geleiras nas montanhas retraíram-se ao redor do globo em 2016, sendo este o trigésimo-sétimo (37<sup>o</sup>) ano consecutivo de balanço anual de massa negativo (PELTO, 2017). Ao longo do hemisfério norte, a cobertura de neve para cada mês de fevereiro a junho esteve entre as quatro menores extensões nos 47 anos de observações satelitais (ROBINSON, 2017). Recordes de altas temperaturas a profundidades de 20 m foram determinadas em todos os observatórios do *permafrost* no Alaska e no Canadá (STRELETSKIY *et al.*, 2017).

Os efeitos desse aquecimento continuado são especialmente evidentes nas regiões polares do planeta. No Ártico, a temperatura do ar em 2016 esteve 2,0°C acima da média do período de 1981-2010, quebrando os recordes de 2007, 2011 e 2015 em 0,8°C, o que representa um aumento de 3,5°C desde o início das medidas em 1900 (BLUNDEN e ARNDT, 2017). A extensão e o volume do gelo marinho no Ártico têm decrescido nas últimas décadas. Em março de 2016, no final da época de máximo crescimento na extensão, o gelo marinho atingiu seu mínimo em 37 anos de observações feitas por satélite, ficando 7,2% menor do que a média calculada para o período de 1981-2010. Em setembro, época do mínimo da extensão do gelo nessa região, ela estava menor 33% que a média do período de referência (RICHETER-MENGE e MATHIAS, 2017). Quanto mais difundida a retração do gelo marinho, mais longa é a exposição do oceano à radiação solar o que leva ao aumento da temperatura do ar e da superfície do mar na região, isso ainda intensificado pelo influxo de água mais quente vindas do Atlântico Norte e Pacífico Norte. Em agosto de 2016, a TSM estava mais do que 5°C acima da média do período de referência de 1982-2010 nas regiões dos Mares de Barents e Chukchi e nas costas leste e oeste da Groenlândia.

RICHETER-MENGE e MATHIAS (2017) reconhecem que as análises feitas sobre as diversas variáveis meteorológicas e oceanográficas na região do Ártico levam em conta períodos de referências diferentes, mas isso não altera o fato de que está ocorrendo uma rápida mudança no sistema climático e ambiental nessa região. Os autores afirmam que existem numerosos e diferenciados sinais indicando que o ambiente Ártico continua influenciado por tendências de longo prazo de crescimento na temperatura do ar, moduladas pela variabilidade natural de anomalias regionais e sazonais. A aceleração de muitos desses sinais, a interdependência dos vários elementos físicos e biológicos envolvidos e o

reconhecimento crescente de que o Ártico é uma parte integrante de um sistema maior que é o sistema climático terrestre estão aumentando a pressão para que novas pesquisas sejam feitas e que seus resultados sejam rapidamente difundidos para diversos usuários.

### 2.5.1 Tendências observadas na extensão do gelo marinho

Os métodos e técnicas de observação que permitem o acompanhamento das variações e a determinação de tendências no comportamento dos vários componentes da criosfera evoluíram muito nos últimos anos. As observações permitem assegurar que tem havido uma contínua perda líquida de gelo no planeta, embora existam diferenças significativas nas taxas de perdas em cada componente da criosfera, assim como são observadas diferentes tendências regionais. Por exemplo, o gelo marinho no oceano Ártico e no oceano em torno da Antártica tem características bem diferentes, e essas características estão conduzindo a diferentes tendências ao longo das últimas décadas.

O IPCC em seu quinto relatório (IPCC, 2013) mostra que a extensão anual do gelo marinho no Ártico decresceu no período de 1979-2012 a uma taxa entre 3,5 e 4,1% por década (0,45 a 0,51 milhões km<sup>2</sup> por década). Essa diminuição de extensão tem sido mais rápida no verão e no outono, mas tem crescido em todas as estações do ano e, sucessivamente, em todas as décadas analisadas. Tanto a extensão do gelo permanente (mínimo no verão) como a espessura média do gelo no inverno têm diminuído nesse mesmo período, conforme medidas efetuadas por satélite e sondas eletromagnéticas (Figura 2.7(a)). Por outro lado, a extensão anual do gelo marinho na Antártica aumentou entre 1,2 e 1,8% por década (de 0,13 a 0,20 milhões km<sup>2</sup> por década) entre 1979 e 2012 (Figura 2.7(b)).

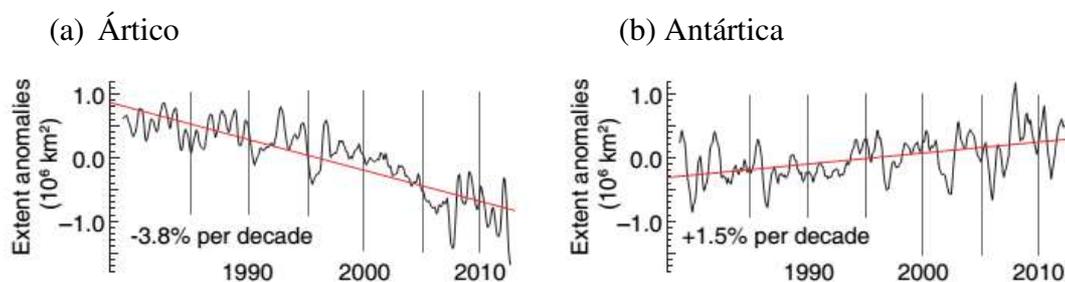


Figura 2.7 – Tendências na extensão do gelo marinho obtidas a partir de observações por satélite no período de 1979-2012, no (a) Ártico e na (b) Antártica (Fonte: IPCC, 2013).

O gelo marinho no Ártico e no entorno da Antártica tem sido monitorado desde a década de 1970, e sua variabilidade é bem documentada em vários estudos. Sensores de

micro-ondas instalados em satélites têm fornecido informações valiosas da variabilidade regional, sazonal e interanual da cobertura do gelo no mar ao longo das últimas décadas (CAVALIERI, 1997; CAVALIERI *et al.*, 1999). Dados de temperatura de brilho da superfície obtidos dos sensores SMMR, SSMI e AMSR-E são convertidos em concentração de gelo marinho pelo uso de algoritmos desenvolvidos pelo *Goddard Space Flight Center* da NASA (COMISO *et al.*, 1997). As concentrações obtidas são, em seguida, usadas para calcular a extensão de gelo no mar (CAVALIERI *et al.*, 1999).

As médias mensais, os desvios mensais e as médias sazonais e anuais do gelo marinho para um período de 32 anos (1979-2010) estão mostradas nas Figuras 2.8 e 2.9, respectivamente, para o hemisfério norte (CAVALIERI e PARKINSON, 2012) e para o hemisfério sul (PARKINSON e CAVALIERI, 2012).

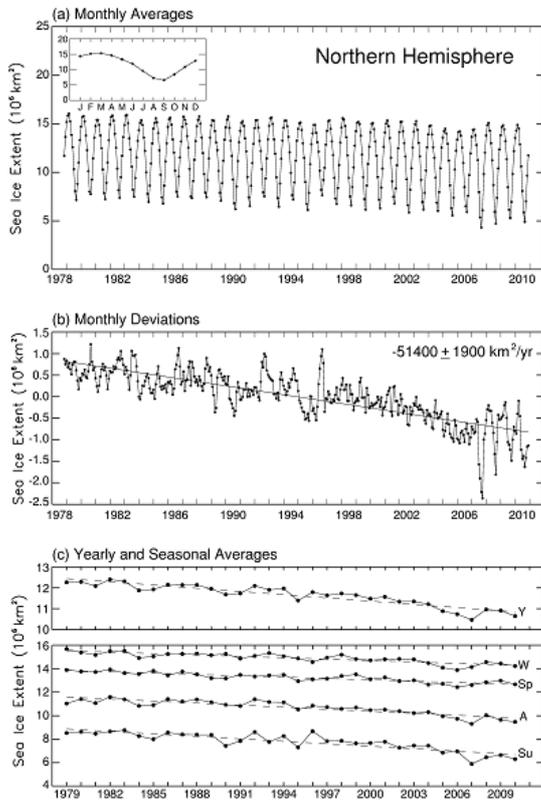


Figura 2.8 – Variações da extensão do gelo marinho no hemisfério norte (Fonte: CAVALIERI e PARKINSON, 2012).

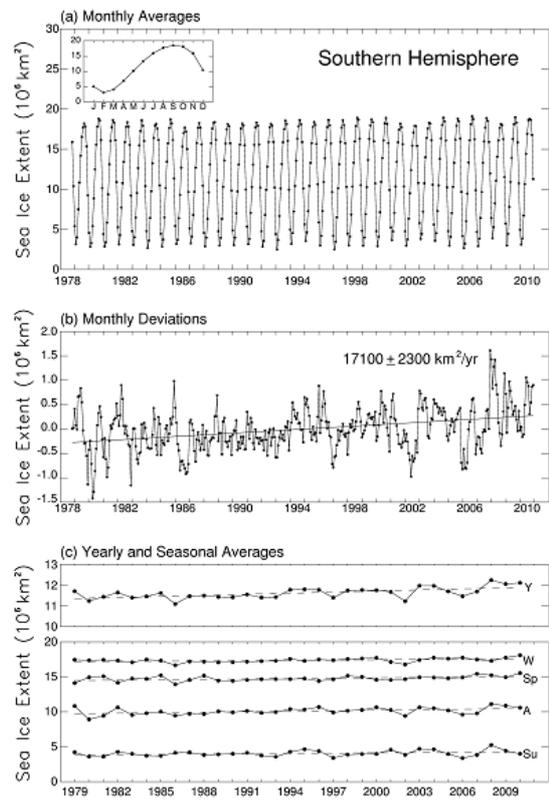


Figura 2.9 – Variações da extensão do gelo marinho no hemisfério sul (Fonte: PARKINSON e CAVALIERI, 2012).

A extensão média mensal do gelo marinho varia de um mínimo (máximo) em fevereiro (setembro) até um máximo (mínimo) em setembro (fevereiro) no hemisfério norte

(sul). Pela análise das Figuras 2.8 e 2.9, vê-se que as médias anuais apresentam uma tendência negativa (positiva) para o hemisfério norte (sul).

CAVALIERI e PARKINSON (2012) mostram ainda as tendências observadas para a extensão do gelo marinho para cada uma de nove regiões do hemisfério norte, revelando grandes diferenças nas tendências regionais sobre os 32 anos de estudo. As três regiões que mais contribuíram com a tendência negativa foram o Oceano Ártico, os mares de Kara e de Barents e a Baía de Baffin/Mar de Labrador (Figura 2.10).

Já no hemisfério sul, PARKINSON e CAVALIERI (2012) mostraram que as tendências variaram dependendo do setor: o gelo marinho no Mar de Weddell, no Oceano Índico e no Mar de Ross apresentaram tendências positivas; o Oceano Pacífico não apresentou tendência significativa; nos setores dos Mares de Bellingshansen e Amundsen, foram constatadas tendências negativas (Figura 2.11).

As duas regiões polares têm experimentado tendências gerais diferentes. No Ártico, assiste-se a uma redução na extensão do gelo no mar ao longo dos anos, com um máximo durante o outono. Em contraste, o gelo marinho no entorno da Antártica aumentou, com maiores crescimentos também no outono.

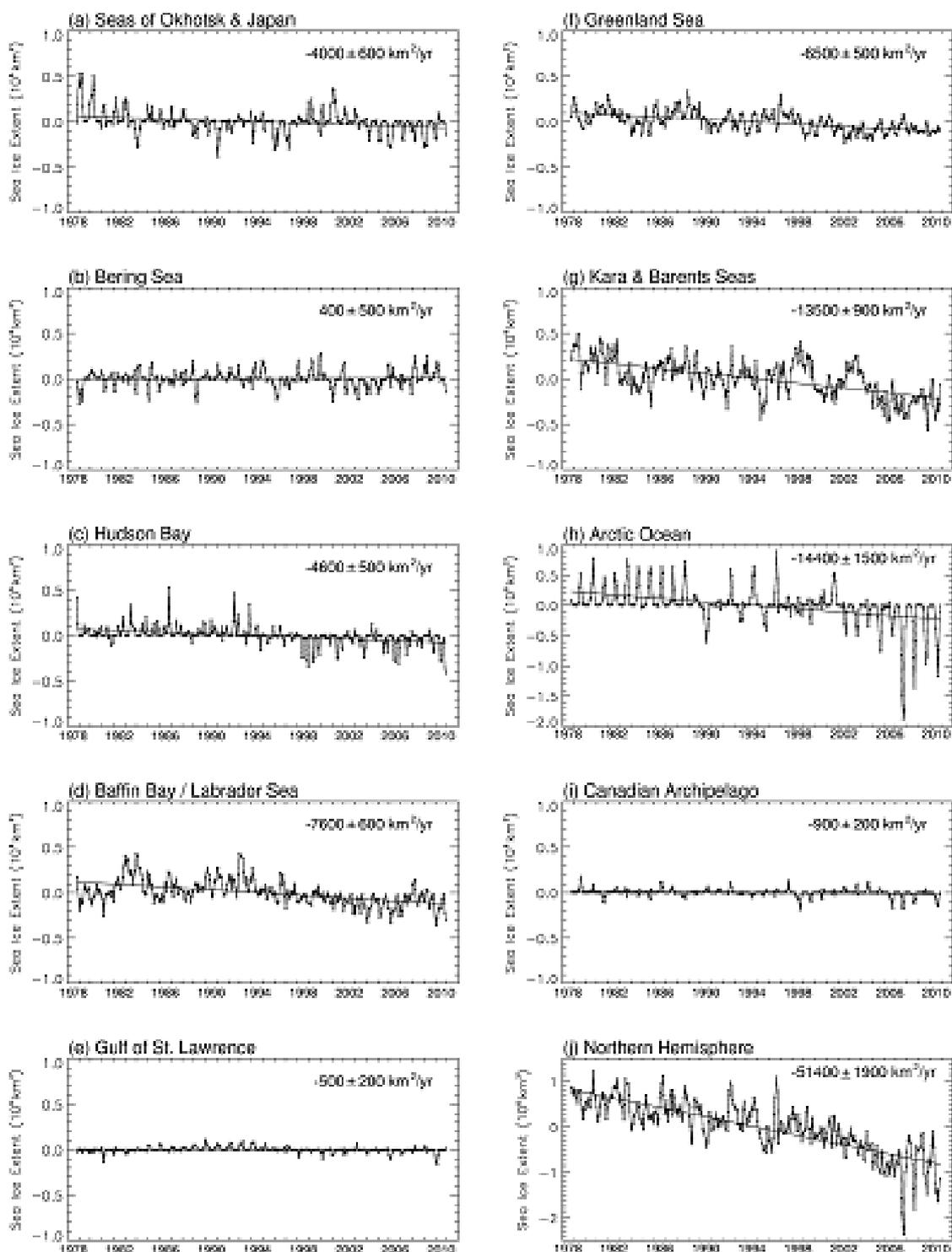


Figura 2.10 – Variações na extensão do gelo marinho (1979-2010) para (a) Mares de Okhotsk e Japão, (b) Mar de Bering, (c) Baía de Hudson, (d) Baía Baffin/Mar de Labrador, (e) Golfo de St. Lawrence, (f) Mar da Groenlândia, (g) Mares de Kara e de Barents, (h) Oceano Ártico, (i) Arquipélago Canadense e (j) hemisfério norte (Fonte: CAVALIERI e PARKINSON, 2012).

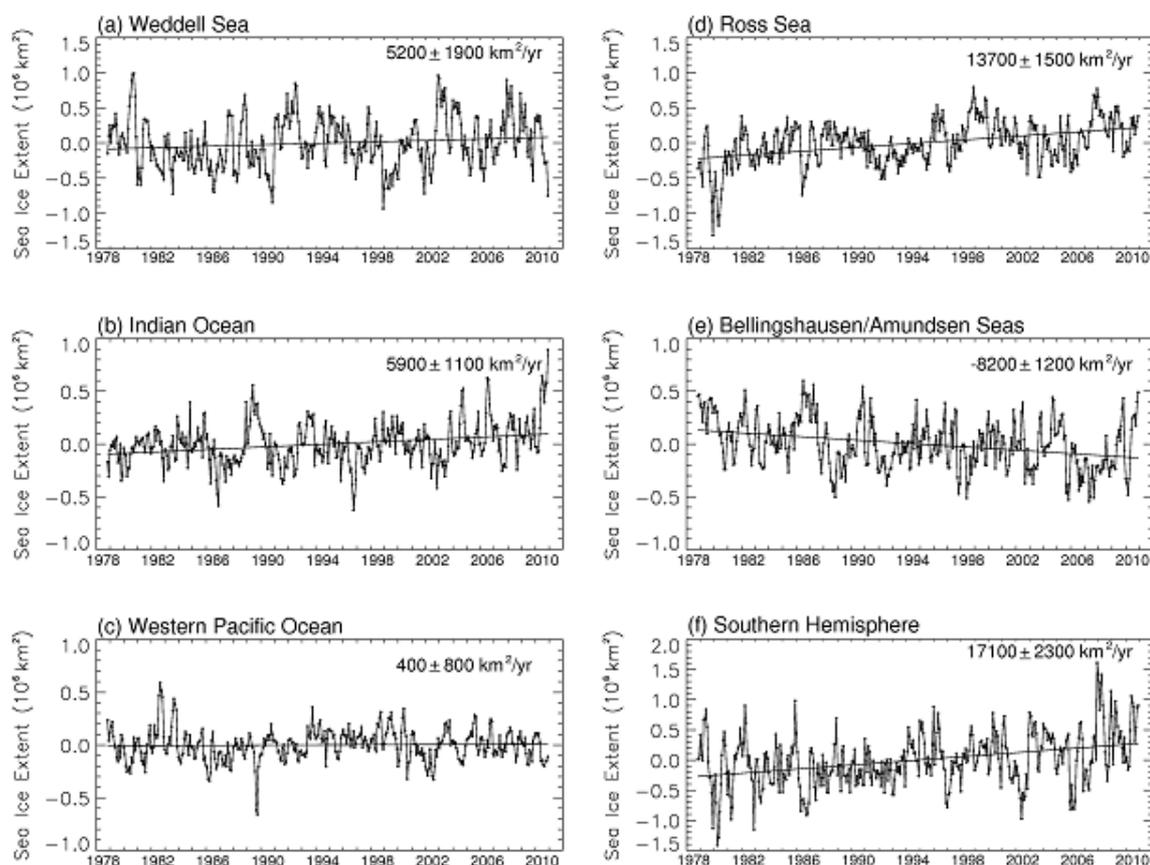


Figura 2.11 – Variações na extensão do gelo marinho (1979-2010) para (a) Mar de Weddell, (b) Oceano Índico, (c) Oceano Pacífico Oeste, (d) Mar de Ross, (e) Mares de Bellingshausen e de Amundsen e (f) Hemisfério Sul como um todo (Fonte: PARKINSON e CAVALIERI, 2012).

TURNER e OVERLAND (2009) reconhecem que as duas regiões polares têm experimentado mudanças climáticas marcadamente diferentes nas décadas recentes, mesmo estando sujeitas ao mesmo forçamento solar e a idênticos aumentos nos níveis de gases do efeito estufa na atmosfera. Afirmam que, embora isso possa parecer um paradoxo, esse fato é consistente com as dinâmicas oceânica e atmosférica, atuando em contrastantes topografias, distribuição terra/mar e fatores ambientais regionais. As mudanças observadas em ambos os polos, embora diferentes, são consistentes com os impactos de deslocamentos na circulação da atmosfera e de processos termodinâmicos que são também uma consequência da influência antropogênica no sistema climático. TURNER e OVERLAND (2009) atribuem ao buraco da camada de ozônio o aquecimento observado no lado leste do continente Antártico. Cabe realçar a peculiaridade da região a oeste da Península Antártica (HARANGOZO, 2006) onde se observa uma relação entre o vento meridional e a extensão do gelo nessa região da Antártica na época de inverno. O alinhamento norte-sul da costa nessa região é crucial para

explicar a relação já que ela previne o deslocamento do gelo para leste devido aos ventos predominantes de oeste como ocorre em outras regiões da Antártica.

A Figura 2.12 (IPCC, 2013, p. 334) traz uma síntese dos diversos resultados compilados no relatório. Nela, estão mostradas as tendências decenais nas anomalias de extensão do gelo marinho nos vários setores do Ártico e da Antártica. Ressalta-se, por diferentes, o aumento do gelo no Mar de Bering no hemisfério norte e a diminuição nos Mares de Bellingshausen e de Amundsen, no hemisfério sul.

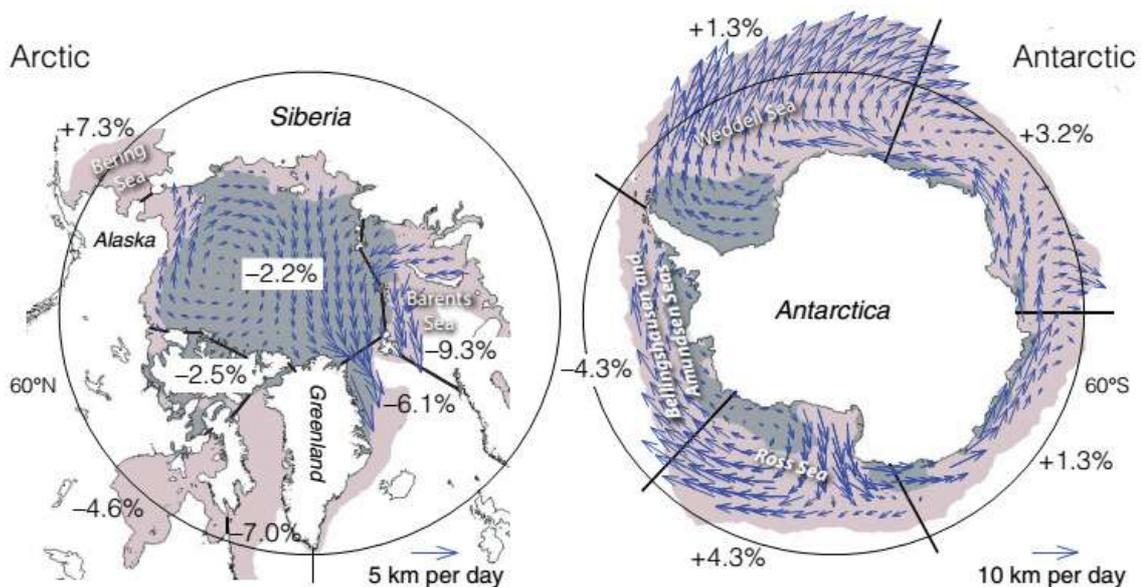


Figura 2.12 – Tendências decenais (%) nas anomalias de extensão do gelo marinho nos vários setores do Ártico e da Antártica. As setas indicam a circulação média do gelo e as cores indicam a extensão máxima (cinza claro) e mínima (cinza escuro) do gelo marinho ao longo do ano. Fonte: IPCC (2013).

STROEVE *et al.* (2012) mostram que os modelos do CMIP5 (*World Climate Research Programme Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5*) trabalham muito bem nas altas latitudes do hemisfério norte e capturam razoavelmente bem o decréscimo observado no gelo Ártico, mas Bindoff *et al.* (2013) destacam que os modelos predizem igualmente perdas no gelo marinho na Antártica, um resultado que é marcadamente contrário ao observado aumento já documentado em vários trabalhos. Esse fato evidencia a necessidade de melhorias nos modelos para uma modelagem adequada do clima na região da Antártica.

FAN *et al.* (2014) comparam as tendências no clima em superfície sobre o Oceano Sul no verão astral entre os períodos de 1979-2011 e 1950-1978 usando uma variedade de conjuntos de dados incluindo arquivos com dados oceânicos, estações meteorológicas nos

continentes, reanálises e produtos de satélites. Os resultados que apresentam colocam as tendências observadas sobre o gelo marinho na região sob uma visão mais ampla, já que são observadas tendências de decréscimo na temperatura do ar à superfície e na temperatura da superfície do mar no período de 1979-2011 consistentes com a expansão do gelo marinho na Antártica. Em contraste, o Oceano Sul e a costa da Antártica aqueceram-se no período de 1950-1978. As tendências na pressão ao nível do mar e no vento zonal fornecem evidências adicionais do sinal reverso entre os dois períodos, com resfriamento (aquecimento) acompanhado por fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos de oeste e menores (maiores) pressões ao nível do mar em latitudes polares no primeiro (último) período. Essas tendências fisicamente consistentes e extraídas de dados medidos independentemente fornecem evidências robustas de variabilidade climática em escala multidecadal.

SIMMONDS (2015) comparou o comportamento contrastante do gelo marinho entre o Ártico e a Antártica por 35 anos (1979-2013) ressaltando que esse componente do sistema climático apresenta um vasto espectro de variabilidade temporal: variabilidade interanual, subdecadal e multidecadal. Sendo assim, é importante usar os mais longos registros existentes para evitar interpretações erradas dos sinais das tendências observadas. A análise de SIMMONDS (2015) revelou que a perda do gelo no Ártico continua e que há um decréscimo estatisticamente significativo na extensão do gelo marinho nessa área em todos os 12 meses do ano, com uma taxa máxima de perda no mês de setembro. Em contraste, encontrou tendência positiva na extensão do gelo no mar no entorno da Antártica, atingindo uma taxa máxima em dezembro. A taxa de aumento da média anual no gelo marinho na Antártica é aproximadamente 28% da taxa de perda observada no hemisfério norte e não pode mais ser considerada como pequena. A avaliação feita por SIMMONDS (2015), comparando a cobertura do gelo marinho nos dois hemisférios, permite uma avaliação da tendência sobre todo o globo, revelando um saldo negativo em três das estações do ano, deixando de fora abril-maio-junho, período que não atingiu o nível de significância de 90%.

### **2.5.2 Redução do gelo marinho: consequência do aquecimento global e fator determinante do clima futuro**

São fortes as evidências que indicam que o aumento na concentração dos gases do efeito estufa na atmosfera está levando a muitas mudanças no clima global. Essas mudanças são mais marcantes em áreas específicas. SCREEN e SIMMONDS (2010) relatam que, nas últimas décadas, a temperatura do ar à superfície na região do Ártico aumentou o dobro da média global, a chamada “amplificação Ártica” (AA). Em KAM *et al.* (2018), revela-se que o

aquecimento sobre o Ártico chegou em 2017 a quase três vezes o valor observado para a temperatura global.

O gelo marinho é um indicador importante das mudanças do clima, e sua diminuição na região do Ártico mostra como essas tendências atribuídas ao aquecimento global têm sido amplificadas nas altas latitudes. Por outro lado, o gelo marinho pode atuar como um agente nas mudanças climáticas, como há décadas vem sendo mostrado em vários trabalhos (WALSH, 1983; MYSAK *et al.*, 1990; HONDA *et al.*, 1996; SLONOSKY *et al.*, 1997; WANG e IKEDA, 2000; DESER *et al.*, 2000; WU *et al.*, 1999, 2002). O gelo marinho influencia a camada limite da superfície e da atmosfera afetando o resfriamento radiativo líquido na interface e as trocas de calor entre a atmosfera e o oceano (KAHL, 1990). No Ártico, outro efeito pode ser potencialmente ainda mais importante para o clima global, que é o transporte de gelo no mar para fora da região do Ártico através do Estreito de Fram (DICKSON *et al.*, 2000), fator que influencia a estabilidade e a variabilidade da estratificação oceânica, a convecção profunda e a circulação termohalina. O gelo no mar influencia a fluabilidade e a circulação termohalina tanto pelos impactos térmicos quanto pelo acréscimo de água doce. O trabalho de DONG e SUTTON (2002) indicam que os *feedbacks* atmosféricos podem espalhar a influência de uma mudança na circulação termohalina ao redor do globo mais rapidamente do que os processos oceânicos sozinhos. Espera-se que o derretimento do gelo marinho no Ártico tenha implicações importantes na circulação atmosférica e, conseqüentemente, no clima devido à alteração no balanço de energia no Oceano Ártico quando a alta refletividade da cobertura do gelo será substituída pela água do mar cuja refletividade é bem menor (SOROKINA *et al.*, 2016; DESER *et al.*, 2016).

O Mar de Barents e o mar a leste da Groenlândia conectam o Oceano Ártico com o Oceano Atlântico Norte. As variações do gelo marinho nessas regiões estão muito relacionadas com a saída de água doce do Oceano Ártico, com as variações da água profunda no Atlântico Norte, com os ajustes na circulação termohalina e com a variabilidade interdecadal do clima. KOENIGK *et al.* (2009) estudaram a variabilidade sazonal e interanual do gelo marinho no Mar de Barents e os mecanismos de *feedback* do clima em simulações numéricas de longa duração. A maior motivação veio do fato de que haverá um decréscimo acentuado do gelo marinho nesta região, podendo o Mar de Barents ser o primeiro na região do Ártico a ficar sem gelo marinho no futuro.

Os processos de resfriamento/aquecimento observados na região do Ártico impactam a circulação atmosférica e, conseqüentemente, interferem no clima nos trópicos e subtropicais. SAENGEN *et al.* (2009) estudaram a resposta do clima no Atlântico Tropical decorrente das variações na temperatura da superfície do mar observadas nos extratropicais, discutindo sob a perspectiva da Pequena Era do Gelo. Tanto reconstruções obtidas de proxy como simulações por modelagem numérica mostraram que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se desloca para sul em épocas de resfriamento no Atlântico Norte. OKUMURA *et al.* (2009) ressaltam que as rápidas mudanças no clima nas altas latitudes não ficam confinadas nessas regiões, mas sim espalham-se por todo o mundo.

Durante os últimos 2000 anos, a expansão do gelo marinho no Ártico deve ter sido crucial para sustentar o clima frio durante a Pequena Era do Gelo (1400-1700 dc). MILLER *et al.* (2012) sugeriram que várias erupções vulcânicas produziram um resfriamento abrupto nos verões daquela época permitindo que o gelo marinho no Ártico se expandisse. O aumento na exportação do gelo no mar deve ter mantido um *feedback* autossustentável gelo/oceano no norte do Atlântico Norte que conseguiu evitar por séculos que temperaturas do ar de verão predominassem sobre a área Norte do Atlântico e continentes na área do Ártico (>60°N e de 90°W a 30°E) até que os aerossóis vulcânicos fossem removidos da atmosfera.

Muitos dos processos físicos que dominam o clima nas regiões polares são influenciados fortemente pelo gelo marinho. O gelo marinho forma uma barreira efetiva entre o oceano e a atmosfera mudando drasticamente a natureza da interação oceano-atmosfera. Além disso, a enorme diferença entre o albedo do gelo e da água do mar torna importante determinar se o gelo está ou não presente em cada lugar já que isso afeta enormemente o balanço de energia. Trabalhos como os de SCREEN e SIMMONDS (2010) e PISTONE *et al.* (2014) quantificaram a grande importância da atuação dos mecanismos de *feedback* no forçamento radiativo.

FRANCIS *et al.* (2009) relacionaram a redução do gelo marinho no verão a um acréscimo no conteúdo de vapor na coluna de ar no inverno consecutivo usando os dados das reanálises do NCEP/NCAR. Com base nas mesmas reanálises, tomando como base o período de 2002-2008, OVERLAND e WANG (2010) detectaram durante o final do outono anomalias de temperatura maiores do que 3°C e anomalias de temperatura acima do nível de 850 hPa de 1°C. Essas anomalias de temperatura contribuem para um aumento nos campos de espessura da camada de 1000-500 hPa em todos os anos com redução de cobertura do gelo marinho. O

aumento no Ártico resulta num decréscimo do gradiente norte-sul da camada de espessura de 1000-500 hPa, o que, segundo a equação do vento térmico, acaba reduzindo a velocidade do vento zonal na média troposfera. JAISER *et al.* (2012) analisaram a resposta da atmosfera no Ártico às variações da extensão do gelo marinho de 1989-2010 tomando como base os dados das reanálises do ECMWF (ERA-Interim) e do conjunto de dados de gelo no mar do *Hadley Center* (HadISST1) e mostraram que os períodos com baixos valores na extensão do gelo e forte liberação de calor reduzem a estabilidade estática vertical, o que torna a atmosfera mais suscetível à instabilidade baroclínica. Esse comportamento, conseqüentemente, modula as interações não lineares entre os fluxos de energia das ondas baroclínicas em escalas de tempo de 2,5 a 6 dias.

A maior parte dos trabalhos que analisam os efeitos da redução do gelo no Ártico sobre o clima tem tratado das conseqüências observadas sobre o outono e o inverno. No entanto, os trabalhos de WU *et al.* (2009 e 2013), GUO *et al.* (2013) e SCREEN (2013) exploraram as conseqüências sobre o verão, principalmente sobre a precipitação. GUO *et al.* (2013) usaram análises observacionais e experimentos numéricos para revelar que as anomalias do gelo marinho no Ártico causam anomalias na circulação atmosférica, que, por seu lado, causam anomalias na TSM no Pacífico Norte. Essas anomalias de TSM podem persistir até o verão e impactar a circulação de monção e a precipitação sobre o leste da Ásia. WU *et al.* (2013) examinaram a relação entre a concentração de gelo marinho no inverno no oeste da Groenlândia e as anomalias da circulação atmosférica no verão subsequente sobre o norte da Eurásia. Mostraram que a concentração de gelo marinho de inverno no oeste da Groenlândia é um precursor da circulação atmosférica de verão e das anomalias de precipitação sobre o norte da Eurásia. SCREEN (2013) estudou o período de 2007 a 2012, onde foram observados seis anos seguidos com totais de precipitação acima do normal para a região do norte da Europa. Ele ressalta que a ocorrência de verões com chuva acima da média nessa região está associada com o deslocamento da corrente de jato para sul da sua posição climatológica. Nesse trabalho, um modelo numérico é usado para explorar a influência do gelo marinho sobre o clima de verão na Europa. Nos experimentos realizados, uma redução do gelo marinho no Ártico realmente induziu um deslocamento para sul da corrente de jato sobre a Europa e aumento na precipitação em sua parte norte. Uma relação estatisticamente significativa foi encontrada por WU *et al.* (2009) entre a concentração de gelo no Ártico e a precipitação na China. Especificamente, uma diminuição (aumento) durante a primavera da concentração do gelo no Oceano Ártico e no Mar da Groenlândia corresponde a um aumento

(decréscimo) da chuva de verão sobre o nordeste e parte central da China e um decréscimo (aumento) da chuva no sul da China.

FRANCIS e VAVRUS (2012) estudaram os mecanismos que tem mantido a amplificação ártica (AA) e tem causado configurações persistentes no tempo nas latitudes médias que levam a fenômenos meteorológicos extremos. Um desses mecanismos vem da redução do gradiente na direção do polo da espessura da camada de 1000-500 hPa, que leva ao enfraquecimento do escoamento de oeste nos níveis altos da atmosfera. De acordo com a teoria da onda de Rossby, um escoamento mais fraco diminui a velocidade de propagação para leste e tende a seguir uma trajetória de maior amplitude, resultando em sistemas que se deslocam mais lentamente. Condições de tempo mais prolongadas aumentam a probabilidade de ocorrência de sistemas extremos tais como secas, enchentes, ondas de frio e ondas de calor.

VIHMA (2014) trata da influência da redução do gelo marinho sobre o tempo e o clima. Enfatiza que a redução da cobertura de gelo sobre o mar tem aumentado o fluxo de calor do oceano para a atmosfera no outono e no início do inverno, o que tem aumentado a temperatura do ar, a umidade e a cobertura de nuvens e reduzido a estabilidade estática na baixa troposfera. A revisão feita por VIHMA (2014) mostra que a redução do gelo marinho juntamente com o aumento da cobertura de neve na Eurásia favorecem configurações na circulação que se assemelham à fase negativa da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e da Oscilação Ártica (AO ou NAM), o que também foi enfatizado no trabalho de NAKAMURA *et al.* (2015), que observou que a redução do gelo marinho no Mar Ártico tem resultado em invernos frios nas regiões continentais. Essa configuração da pressão em grande escala inclui uma alta sobre a Eurásia, que favorece a ocorrência de invernos frios na Europa e noroeste da Ásia. Uma alta sobre o oeste e uma baixa sobre o leste da América do Norte também é sugerida, favorecendo a advecção de massas de ar do Ártico para a América do Norte. Como o tempo nas latitudes médias é afetado por muitos outros fatores, esse fato gera uma variabilidade interanual muito grande, que, em alguns casos, mascara o efeito da redução do gelo no mar. Além disso, as séries de dados com a evolução da extensão do gelo no mar ainda são relativamente pequenas para distinguir os efeitos sobre o clima que podem ser atribuídos diretamente às condições do gelo marinho. Uma das conclusões do trabalho de VIHMA (2014) é de que uma redução ainda maior da extensão do gelo marinho no Ártico não mais favorecerá a ocorrência de invernos mais frios ao norte das latitudes médias, e que, no final do século 21, as altas e médias latitudes no hemisfério norte vão experimentar forte aquecimento.

YONGQI *et al.* (2015) compilam os resultados conhecidos dos impactos da variação do gelo marinho no Oceano Ártico sobre o clima da Europa e da Ásia, destacando tanto as pesquisas que usaram simulações com modelos numéricos para o entendimento dos processos físicos envolvidos, quanto àquelas que acompanharam os aspectos observacionais nas últimas décadas ou até mesmo as que analisaram sinais paleoclimáticos. Em sua síntese, afirma que os estudos paleoclimáticos sugerem que o gelo no mar no Ártico foi um elemento importante para o aquecimento superficial nas latitudes médias e altas do hemisfério norte durante diferentes paleoperíodos e que o gelo marinho no Ártico tem o potencial de inverter os ciclos glaciais e interglaciais. Sugeriram ainda que o gelo marinho, via seus efeitos no albedo e como isolante sobre o mar, pode rapidamente inverter o sistema climático de uma fase de crescimento para uma fase de retração e assim regular o clima global. GILDOR *et al.* (2013) investigaram comparativamente os efeitos do albedo e do isolamento entre o mar e a atmosfera no ciclo hidrológico focando na precipitação de chuva e de neve sobre as áreas cobertas por gelo durante o que se convencionou chamar de último máximo glacial. Os autores observaram um aumento na precipitação de neve como resultado de uma redução na cobertura de gelo no mar e concluíram também que o efeito do isolamento do gelo marinho sobre o ciclo hidrológico era maior do que o efeito do albedo.

PEDERSEN *et al.* (2016), usando três cenários idealizados de redução de gelo marinho, verificaram que a cobertura do gelo pode afetar a circulação da atmosfera e assim impactar o clima muito além da região do Ártico. Nesse trabalho, a redução do gelo no mar foi idealizada em diferentes regiões, constatando-se um aquecimento substancial na superfície do mar em todos os experimentos. Nos três cenários, foram observados decréscimos no vento zonal relacionados com os aumentos nas alturas geopotenciais, mas a magnitude e a localização das anomalias variaram muito em função de cada simulação, mostrando que a resposta da atmosfera pode variar com a localização geográfica da redução do gelo marinho. No trabalho, PEDERSEN *et al.* (2016) revelam uma conexão entre a cobertura de gelo no Ártico e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO). PEDERSEN *et al.* (2016) mostraram que a estrutura espacial da configuração da NAO demonstrou muita sensibilidade em relação à localização da perda do gelo marinho. Eles verificaram que a diminuição do gelo no Ártico na região do Pacífico tendia a deslocar o centro de ação norte da NAO para leste, enquanto a redução do gelo na região Atlântica do Ártico causava um deslocamento para oeste. Trabalhos tais como os de KVAMSTØ *et al.* (2004), SEIERSTAD e BADER ((2009), STRONG e MAGNUSDOTTIR (2011), JAISER *et al.* (2012) e PEINGS e MAGNUSDOTTIR (2014)

observaram uma certa concordância com a redução do gelo marinho e a predominância da fase negativa da NAO.

Embora a extensão, a concentração e a espessura do gelo marinho nas altas latitudes boreais tenham decrescido nas últimas décadas, o que se observa são invernos com mais neve e mais frios em algumas regiões continentais do hemisfério norte. Artigos que revelam essas tendências observam também que a circulação sobre a região apresenta configuração que se assemelha a fase negativa tanto da oscilação NAO como da NAM, concomitantemente com o aquecimento das latitudes mais ao norte neste hemisfério (TAKAYA e NAKAMURA, 2008; VIHMA, 2014; NAKAMURA *et al.*, 2015; RUGGIERI *et al.*, 2017, entre outros).

SANTOS *et al.* (2018) simulam os efeitos da redução do gelo marinho sobre a precipitação da região tropical evidenciando deslocamentos da ZCIT e da ZCAS sobre o continente sul-americano. Nesse artigo, os autores buscam explicar possíveis mecanismos que podem conectar as mudanças no gelo marinho nas regiões polares e subpolares do hemisfério norte com as chuvas no cinturão de latitudes tropicais. Usando compostos dos campos da componente vertical do vento em 850 e 200 hPa, do movimento vertical em 500 hPa e da precipitação oriundos dos campos das reanálises do CFSR/NCEP, mostraram como a predominância das fases negativas da NAM e da NAO age sobre esses campos. Em suas conclusões, reconhecem que é provável que nem as fases negativas da NAM e da NAO nem a redução do gelo marinho boreal são causas um do outro, mas sim que ambos são causados pelo aquecimento global que tem sido observado nas últimas décadas e que tem sido atribuído pela maioria da comunidade científica internacional às altas concentrações dos gases do efeito estufa na atmosfera oriundos das atividades humanas.

Percebe-se que as consequências das variações na concentração e extensão do gelo marinho em torno da Antártica sobre o clima global ou regional foram muito menos estudadas quando se compara o número de artigos publicados nos últimos anos. Por exemplo, PARISE (2014) estudou a sensibilidade e memória do clima global ao aumento do gelo marinho Antártico, já que essa é a tendência predominante nessa região do hemisfério sul.

PARISE (2014), em seu trabalho, levou em consideração o tempo de persistência dos máximos de gelo (concentração e espessura) sob as condições climáticas atuais. A sensibilidade das trajetórias das tempestades (*storm tracks*) no hemisfério sul e do clima da América do Sul ao aumento do gelo marinho também foram analisadas pela autora, bem como

o mecanismo envolvido na restauração do equilíbrio climático. Os resultados mostraram que a presença de máximos de gelo marinho Antártico reduz a temperatura do ar dos níveis baixos aos níveis médios da troposfera. O resfriamento das altas latitudes aumenta o transporte de calor para sul e a convergência em baixos níveis. A pressão média ao nível do mar é reduzida (aumentada) sobre as altas (médias) latitudes, padrão típico da fase positiva da SAM. O fluxo de calor sensível do oceano para a atmosfera é intenso nas margens do gelo marinho, onde a baroclinia da atmosfera também aumenta. Os ventos de oeste intensificam-se ao sul de 50<sup>0</sup>S e enfraquecem-se entre 45<sup>0</sup>S e 10<sup>0</sup>S. A corrente de jato polar intensifica-se em direção aos polos, enquanto o jato subtropical enfraquece-se em direção ao Equador. Em resposta ao fortalecimento do jato polar, a densidade de trajetórias dos ciclones, ciclogênese e ciclólise aumentam sobre as altas e médias latitudes. Com o deslocamento das tempestades para sul, a atividade dos distúrbios transientes é reduzida sobre a América do Sul, bem como a formação de ciclones sobre as duas principais regiões ciclogenéticas (em 30<sup>0</sup>S e 45<sup>0</sup>S). O enfraquecimento do jato subtropical contribui para aumentar a estabilidade estática da atmosfera e reduzir a taxa de precipitação sobre a América do Sul. Os fortes ventos de oeste fortalecem a Corrente Circumpolar Antártica e, conseqüentemente, a deriva de Ekman para o norte.

## **2.6 Modelagem do Sistema Climático Terrestre com o SPEEDY**

O uso de modelos climáticos idealizados na busca pelo entendimento físico do comportamento complexo do sistema climático terrestre estende-se por mais de cinco décadas estando consagrado no estudo das ciências atmosféricas. Os modelos numéricos que descrevem a circulação geral da atmosfera são comumente usados para testar uma questão científica ou entender um fenômeno físico. São desenvolvidos com diversos níveis de complexidade, estando o modelo SPEEDY classificado como um modelo hierárquico de complexidade intermediária (KUCHARSKI *et al.*, 2013). Uma das vantagens do uso de modelos como o SPEEDY é a possibilidade de integrações mais rápidas que permitem simulações sobre grandes períodos de tempo ou inúmeras simulações com diferentes condições iniciais (simulações por conjunto) que diminuem a incerteza e permitem a estimativa da variabilidade interna do sistema analisado.

Quando um modelo é desenvolvido, é praxe verificar suas qualidades através do estudo de sua “climatologia”. Em MOLTENI (2003), as estatísticas do estado médio e da variabilidade do modelo SPEEDY são calculadas a partir de um conjunto de simulações

coabrindo 41 anos (1952-1991) de integrações, onde cada membro desse conjunto tinha seu estado inicial definido com 6 meses de diferença um do outro. Os campos gerados pelo SPEEDY foram comparados com as reanálises do NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996). O autor deu ênfase, em suas comparações, nas características do clima observadas no hemisfério norte, concluindo, como na maioria dos modelos, que as características do inverno são melhor representadas do que aquelas características do verão. De uma maneira geral, constatou que o SPEEDY subestimava a amplitude das ondas planetárias no hemisfério norte e enfatizou que alguns erros sistemáticos detectados são encontrados também em modelos no estado-da-arte bem mais complexos que o SPEEDY. No caso da precipitação nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, as simulações mostraram-se bastante realísticas, enquanto que, nos meses de junho a agosto, foi observado um forte viés negativo na temperatura da média troposfera, gerando uma circulação no hemisfério norte mais semelhante àquela observada na primavera. Outro fato que foi ressaltado, nesse artigo, foi a localização da ZCIT mais ao sul do que o esperado na região do Oceano Índico, levando a uma simulação um pouco limitada no que diz respeito às monções no sul da Ásia. A resposta da atmosfera aos eventos ENOS foi mais fraca do que o normalmente observado, embora as configurações espaciais da chuva e do geopotencial no setor do Pacífico ficassem bem semelhantes às encontradas nas reanálises. Nas regiões do Atlântico e da Eurásia, as configurações espaciais associadas com as tendências interdecadais nas simulações e observações mostraram uma clara correlação positiva, consistente com a hipótese de um *feedback* positivo oceano-atmosfera em escalas de tempo decadais.

Valores positivos do índice que descrevem a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) implicam ventos de oeste mais fortes que o normal sobre o Atlântico Norte e estão associados com invernos mais quentes e mais chuvosos sobre a Europa e sobre o oeste da Sibéria. Em KUCHARSKI *et al.* (2006), o modelo SPEEDY foi usado para investigar o comportamento da NAO nos últimos 120 anos focando no impacto da temperatura da superfície do mar em escala decadal sobre a circulação atmosférica. Os autores concluem que um *feedback* positivo entre a TSM do Pacífico e as configurações da circulação hemisférica que envolvem o sinal da NAO podem agir para intensificar a variabilidade interna do sistema acoplado oceano-atmosfera, o que acaba justificando a forte teleconexão observada tanto nos dados observados quanto nos experimentos com o SPEEDY usando TSM forçada. KING *et al.* (2010) voltam a usar o modelo SPEEDY para analisar o papel das forças externas e da variabilidade interna nas mudanças na circulação atmosférica do hemisfério norte observadas nos últimos anos do

século 20. Os autores ressaltam que os mecanismos para o estabelecimento das teleconexões trópicos-extratrópicos ainda é assunto em aberto para pesquisas, mas que muito já se avançou neste conhecimento: aceita-se a explicação de que o forçamento térmico exercido pelos trópicos gera um trem de ondas de Rossby planetário estacionário que se propaga para leste. Naturalmente que se acumulam trabalhos que fornecem novas visões sobre a dinâmica das teleconexões trópico-extratrópicos assim como sobre a não linearidade das respostas extratrópicos, mas ainda persistem duas questões importantes: (a) que parte do oceano tropical contribui mais significativamente para as mudanças observadas na circulação atmosférica (Oceano Índico, oeste do Oceano Pacífico tropical e Oceano Atlântico); e (b) como superar o problema da fragilidade dos modelos numéricos quando são usados para reproduzir as amplitudes das diferenças observadas, por exemplo, na NAO, quando forçados por valores prescritos de TSM. O trabalho de KING *et al.* (2010) tenta, através do uso do modelo SPEEDY, superar essas dificuldades através do uso de inúmeras simulações por conjunto que incluíram membros com TSM prescrita globalmente, membros com forçamento térmico em diferentes oceanos, além de membros com a finalidade específica de caracterizar a influência dos efeitos do aumento de CO<sub>2</sub> na atmosfera, da diminuição do ozônio na estratosfera e das variações do gelo oceânico na região do Ártico visando determinar as influências relativas sobre o comportamento da circulação, especialmente na região do Atlântico Norte, por impactarem o clima na Europa.

Entre as muitas questões importantes colocadas em estudos recentes sobre as mudanças climáticas, está a preocupação com o aumento da extensão das áreas desérticas ou semidesérticas na África por afetarem econômica e socialmente povos vulneráveis que, por décadas e décadas, já têm sido assolados por secas extensas e contínuas. Com o modelo SPEEDY, FEUDALE e KUCHARSKI (2013) obtiveram resultados semelhantes ao que se obtém na análise de dados observados, ou seja, que, nas monções da Índia e na região do Sahel, a precipitação apresenta uma variabilidade multidecadal comum, com valores máximos na década de 1950 e início da década de 1960 e valores mínimos nos anos da década de 1980 e início da década de 1990. As monções do Sahel e da Índia apresentam uma tendência de intensificação das secas do período de 1950-64 comparando-se com o período de 1980-94. Para entender os mecanismos que levaram à ocorrência dessa seca extrema na região do Sahel/Índia, os autores fizeram simulações com o modelo SPEEDY cobrindo o período de 1949-2008. FEUDALE e KUTSCHARSKI (2012) usaram um conjunto de 20 diferentes condições iniciais nas simulações forçadas apenas por valores mensais observados de TSM,

mantendo-se todas as demais forçantes inalteradas (por exemplo, o nível de CO<sub>2</sub> no modelo foi fixado no valor de 1990). Os autores destacam o acentuado aquecimento na superfície do mar em toda a região tropical e um resfriamento visível na região extratropical, tanto no Pacífico Norte como no Atlântico Norte. Essas configurações são similares com a oscilação interdecadal do Pacífico e com a fase negativa da oscilação multidecadal do Atlântico e puderam ser identificadas como as causas das secas na Índia e no Sahel. O efeito combinado do forçamento provocado pelos valores da TSM resulta em valores altos de pressão na região equatorial e valores ainda maiores de pressão na região do Saara e da Índia, o que favorece a divergência em baixos níveis e reduz a precipitação no Sahel e na Índia. Os autores destacam a habilidade desse modelo em reproduzir o comportamento dos sistemas de monções sobre o período de décadas desde que alimentados com valores realísticos de TSM.

Com o SPEEDY, também foram analisados os modos da variabilidade em escala planetária decorrentes dos contrastes terra-mar sobre as condições de inverno no hemisfério norte (MOLTENI *et al.*, 2011). O objetivo dos autores era enfatizar naqueles modos que conseguissem explicar, em grande parte, as mudanças interdecadais observadas nos últimos anos do século 20. Nesse artigo, além do uso de reanálises, foram implementadas duas simulações longas com condições de contorno inferior impostas ao modelo, uma realística e outra onde foram reduzidos artificialmente os contrastes térmicos entre a terra e o mar, para testar as hipóteses formuladas pelos autores. Os contrastes térmicos zonais na borda oeste do Atlântico Norte mostraram-se responsáveis pela localização de uma estrutura na forma de dipolo na pressão ao nível do mar e nos campos mais altos na atmosfera, que se assemelham fortemente com a Oscilação do Atlântico Norte (NAO). No Pacífico Norte, por outro lado, a forçante diabática é equilibrada, principalmente, pela advecção meridional de temperatura, porque, nessa região (diferentemente com a região oeste do Atlântico Norte), o gradiente de temperatura na superfície é mais forte na direção meridional do que na direção zonal.

Em KUCHARSKI *et al.* (2008), os mecanismos da circulação que relacionam anomalias de TSM no Pacífico equatorial em janeiro com as chuvas subsequentes em março-abril no nordeste brasileiro foram estudados através de experimentos numéricos com o SPEEDY, onde foram impostas anomalias médias de TSM em janeiro na região do Pacífico Leste (área compreendida pelas latitudes de 9,278°S a 9,278°N e pelas longitudes de 176,25 a 93,75°W). Foram feitas 100 simulações considerando uma anomalia de +1,27°C (correspondente à média observada nos 10 anos mais quentes: 1958, 66, 69, 70, 73, 80, 83,

87, 88 e 92) sobre a TSM climatológica e 100 integrações do modelo com aplicação de uma anomalia de  $-0,82^{\circ}\text{C}$  (correspondente à média observada nos 10 anos mais frios: 1963, 65, 67, 68, 71, 74, 75, 76, 84 e 89). A posição da ZCIT determina a qualidade da estação chuvosa na porção norte do nordeste, que é centrada nos meses de março-abril. Águas anormalmente mais quentes no Pacífico equatorial em janeiro tendem a ser seguidas por secas no nordeste. Durante anos de El Niño, aparece um trem de ondas na alta atmosfera que se estende do Pacífico equatorial oriental até o Atlântico norte tropical, afetando, assim, os campos de geopotencial e de divergência na alta troposfera e, conseqüentemente, os movimentos ascendentes sobre o Atlântico. Tudo isso conduz a um fraco gradiente meridional de pressão no lado equatorial da célula de alta pressão do Atlântico Norte, a alísios mais fracos no Atlântico norte e a um posicionamento da ZCIT mais ao norte, que são associados à seca no nordeste. Neste trabalho de KUCHARSKI *et al.* (2008), os experimentos numéricos concordaram com os diagnósticos empíricos resultantes de dados observacionais.

A influência do dipolo do Atlântico Sul sobre a precipitação de verão na região da costa da Guiné no oeste da África foi estudada por NNAMCHI *et al.* (2013) através de experimentos numéricos com o modelo SPEEDY. Os autores realizaram centenas de integrações com diferentes agrupamentos de membros onde várias condições de TSM no Atlântico foram implementadas visando quantificar o efeito das diversas configurações de anomalias sobre a precipitação. Os autores reconheceram o sucesso das simulações do modelo que gerou anomalias de precipitação significativas sobre a costa da Guiné nas fases positiva e negativa do dipolo, mas verificaram que a resposta sobre o Sahel continental foi muito fraca. Foi possível verificar que a precipitação no verão fica acima do normal na fase positiva do dipolo quando anomalias quentes de TSM no Atlântico ocorrem no Golfo da Guiné e anomalias frias de TSM ocorrem no extra-tropical na região da costa de Brasil-Argentina-Uruguai e vice-versa.

Com uma série de experimentos usando o SPEEDY, procurou-se determinar a contribuição relativa dos contrastes térmicos norte-sul e leste-oeste que mantém a climatologia das monções de verão no Sul da Ásia (BARIMALALA *et al.*, 2012). Oito experimentos, cada um cobrindo 50 anos de integrações, foram implementados cada um deles usando médias zonais de condições climatológicas para a TSM, com exceção, em cada caso, de regiões limitadas específicas visando reforçar e destacar contrastes localizados. Além disso, um experimento com 50 anos também foi realizado no qual o albedo da superfície

continental no sul da Ásia foi reduzido em 50% em relação ao seu valor padrão. Os autores mostraram que o máximo aquecimento diabático no Pacífico Oeste, juntamente com o mínimo sobre a África e o Oceano Atlântico tropical, forçam o aparecimento de um máximo nos altos níveis nas linhas de corrente sobre a região da Índia que pode ser interpretado como a parte sul da alta da monção do sul da Ásia. Além disso, enquanto que o contraste leste-oeste no aquecimento é o principal responsável pelo máximo na precipitação na Baía de Bengala e pela precipitação sobre a parte sul da Índia, o contraste norte-sul induzido pela distribuição terra-mar é o responsável pela precipitação mais para dentro do continente na parte norte da Índia.

A importância do fenômeno ENOS sobre o clima do planeta justifica o grande número de artigos que trata desse assunto. O modelo SPEEDY foi usado por KUCHARSKI *et al.* (2007) para investigar a variabilidade da relação monção indiana com o ENOS e com as temperaturas da superfície do mar no Atlântico tropical. Em BRACCO *et al.* (2007), são discutidas estratégias para a realização de simulações da variabilidade interanual da monção de verão na Ásia e sua relação com o ENOS. Em YADAV *et al.* (2010), busca-se mostrar como o ENOS está influenciando a precipitação de inverno no nordeste da Índia nas décadas mais recentes. BULIC e KUCHARSKI (2012) usam o SPEEDY para examinar o impacto entre as anomalias de TSM de inverno no Pacífico tropical sobre a precipitação de primavera na região do Atlântico Norte e Europa, mostrando que essa defasagem leva a uma importante componente de previsão face à descoberta dos mecanismos atuantes. Já ZAMBONI *et al.* (2012) usam o modelo SPEEDY para estudar as variações sazonais dos vínculos entre a variabilidade interanual da América do Sul e do Pacífico Sul, enquanto que BULIC *et al.* (2012) usam o modelo SPEEDY para analisar as teleconexões no ENOS durante o inverno boreal em cenário de aquecimento global.

Embora o modelo SPEEDY seja um modelo de circulação geral da atmosfera de complexidade intermediária, ele tem sido usado em inúmeros estudos que lidam com vários aspectos da dinâmica do clima. Em todos os artigos citados aqui, o modelo SPEEDY foi capaz de reproduzir estatísticas climáticas na faixa de variação de quantidades observadas. Por exemplo, MOLTENI (2003) mostrou que o modelo foi capaz de simular o escoamento atmosférico muito realisticamente, especialmente durante o inverno boreal. A comparação com as reanálises do NCEP/NCAR para o período de 1952-2001 confirmou a habilidade do SPEEDY em simular razoavelmente bem as componentes da variabilidade interdecadal da

atmosfera. O modelo SPEEDY também reproduz bem a resposta da circulação atmosférica às bem documentadas tendências da TSM nos oceanos tropicais (BRACCO *et al.*, 2004).

A resposta da atmosfera à redução do gelo marinho sobre os Mares de Barents e Kara foi analisada no artigo de RUGGIERI *et al.* (2017). Nele, o modelo SPEEDY é integrado em simulações cobrindo períodos de 100 anos visando determinar o impacto dessa redução na variabilidade do tempo nas latitudes médias. A análise detalhada dos experimentos levou os autores a concluir que a resposta poderia ser decomposta em três estágios fundamentais: (a) uma resposta rápida, linear e rasa na área aquecida seguida de (b) uma resposta profunda e indireta associada a um trem de ondas sobre a área aquecida e o surgimento de uma fase negativa da NAO e (c) uma resposta maior, hemisférica, com um deslocamento persistente do jato de baixos níveis no setor Euro-Atlântico. A combinação de respostas lentas e rápidas pode explicar a configuração Ártico-quente-continentes-frios que tem sido associada à redução do gelo marinho. Os autores lembram que a redução do gelo marinho em outras áreas do globo pode ter um impacto diferente sobre a NAO, um fato que leva à questão de qual fator controla o vínculo dinâmico entre as altas latitudes, o aquecimento junto ao solo e a trajetória das tempestades nas latitudes médias. RUGGIERI *et al.* (2017) ressaltam a necessidade da realização de experimentos mais longos com forçamento persistente de redução do gelo marinho cobrindo várias estações do ano e por muitos anos.

Análises observacionais sugerem que a TSM do Pacífico tropical oeste (WTP) apresenta variabilidade predominante na escala de tempo multidecadal que não pode ser explicada pela Oscilação Decadal do Pacífico (PDO). Experimentos usando o modelo SPEEDY (SUN *et al.*, 2017) foram usados para mostrar que a variabilidade da TSM é melhor explicada pela remota Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO). A anomalia quente de SST da AMO gera uma teleconexão atmosférica para o Pacífico Norte que enfraquece a baixa das Aleutas e os ventos de oeste do Pacífico Norte. A mudança no vento induz a um aquecimento da TSM no Pacífico Norte através de um efeito vento-evaporação-TSM, e, em resposta a esse aquecimento, o vento à superfície converge na direção do Pacífico Norte subtropical partindo dos trópicos, levando uma circulação ciclônica anômala e baixas pressões para a região WTP. Os autores acreditam também que a anomalia quente de TSM se desenvolve por um *feedback* positivo entre TSM-baixa pressão à superfície-nebulosidade-radiação de onda longa e que o oceano Atlântico age como um marca passo para a variabilidade decadal do Pacífico Oeste.

LI *et al.* (2018) usaram o modelo SPEEDY com vegetação dinâmica para mostrar que fazendas geradoras de energia solar e eólica cobrindo o Saara poderiam levar a aumentos na temperatura local e significativos aumentos também na precipitação, especialmente no Sahel, através do aumento do atrito à superfície e da diminuição do albedo. Esse resultado viria de um feedback positivo, albedo-precipitação-vegetação, que contribuiu com aproximadamente 80% do aumento na precipitação nas fazendas que geram energia elétrica a partir do vento e da energia solar.

## CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA

Para a consecução dos objetivos deste trabalho, foi necessário o uso de um modelo numérico de circulação geral da atmosfera, a criação de cenários para caracterizar o estado do gelo marinho em meados do século 21 e o uso de informações globais como os dados das reanálises do NCEP/NCAR para construção de campos de variáveis meteorológicas que evidenciassem como teleconexões conhecidas podem impactar a chuva na América do Sul em função das alterações da cobertura do gelo marinho. Na Figura 3.1, apresenta-se o fluxograma metodológico deste trabalho.

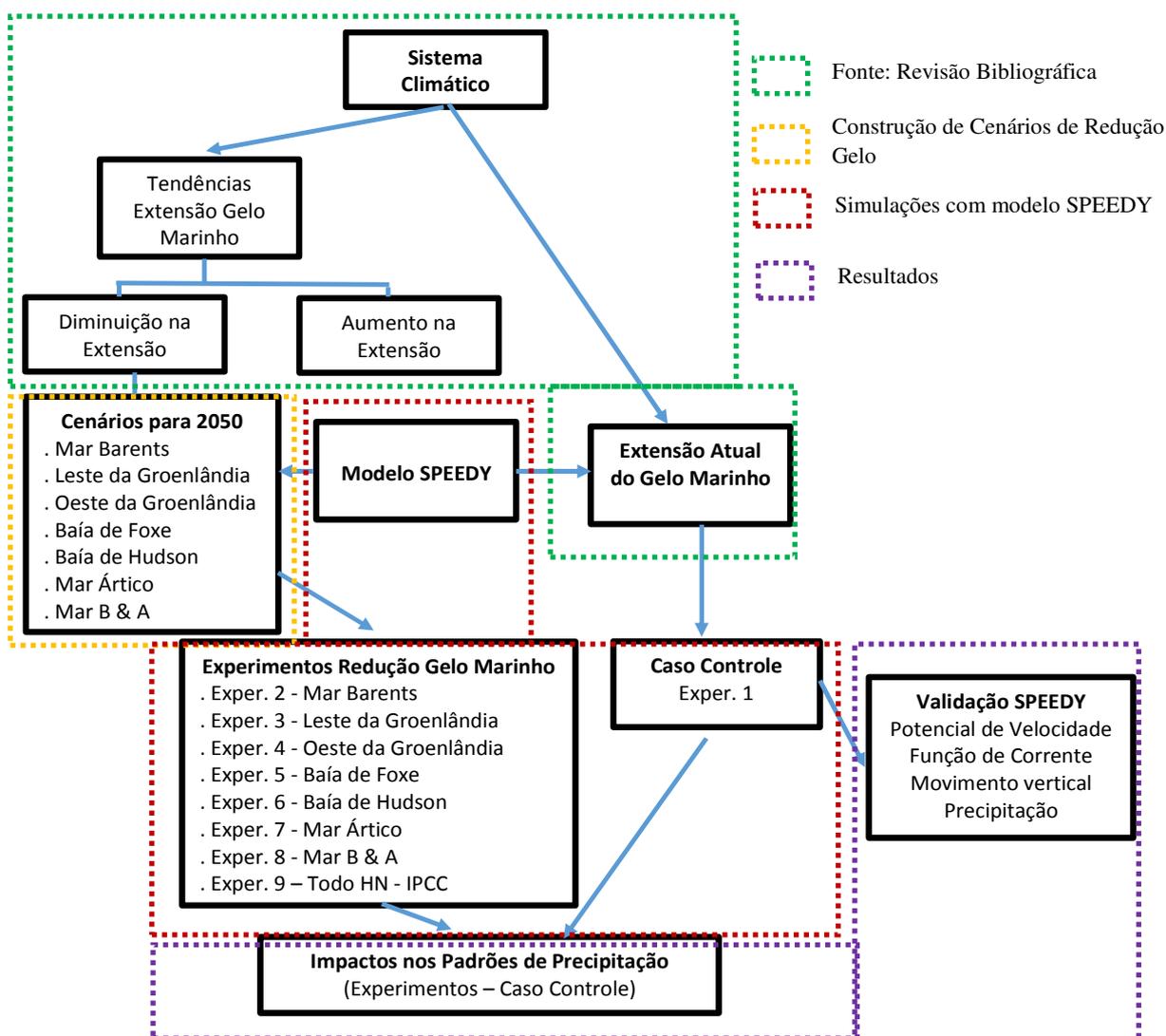


Figura 3.1 – Fluxograma metodológico.

### 3.1 Descrição do modelo SPEEDY

Os modelos numéricos de circulação geral da atmosfera são usados para identificar e analisar as relações existentes entre os componentes do sistema climáticos, determinando

como variações em um ou mais destes componentes afetam as demais e o comportamento do sistema como um todo.

Nesta pesquisa, foi utilizado o modelo atmosférico **SPEEDY** (*Simplified Parametrizations, primitive-Equation DYNAMICS*) do ICTP (*Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics*) Versão 41 que vem sendo usado para estudos climáticos globais (MOLTENI, 2003; KUCHARSKI *et al.*, 2006; KUCHARSKI *et al.*, 2013).

O SPEEDY tem geometria esférica, sendo baseado nas equações primitivas em dinâmica espectral. Foi desenvolvido no GFDL/NOAA (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration*) contendo um conjunto de esquemas de parametrizações físicas simplificadas. Para a integração do modelo, as equações do movimento horizontal são transformadas nas equações da vorticidade e da divergência, assim como as equações da continuidade e da energia são analogamente expandidas.

### 3.1.1 Dinâmica do modelo

A dinâmica de um fluido adiabático (atmosfera seca) pode ser descrita em termos das seguintes equações de *momentum*, da termodinâmica, da continuidade e da relação hidrostática (BOURKE, 1974):

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -f\vec{k} \times \vec{V} - \nabla\phi - RT\nabla \ln p_s + \vec{F} \quad (3.1)$$

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{RT}{c_p} \left( \frac{\dot{\sigma}}{\sigma} - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - \nabla \bullet \vec{V} \right) \quad (3.2)$$

$$\frac{d \ln p_s}{dt} = -\nabla \bullet \vec{V} - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma} \quad (3.4)$$

No modelo é usada a coordenada vertical sigma, definida como  $\sigma = p/p_*$ , onde  $p_*$  denota a pressão à superfície e  $p$  a pressão dentro do fluido atmosférico.  $\vec{V}$  é o vetor vento horizontal com suas componentes na direção oeste-leste,  $u$ , e sul-norte,  $v$ ,  $T$  é a temperatura absoluta,  $\phi$  é a altura geopotencial,  $f$  é o parâmetro de Coriolis,  $R$  é a

constante do gás para o ar seco,  $\vec{F}$  é a força de atrito horizontal,  $\vec{k}$  é o vetor unitário vertical,  $\nabla$  é o operador do gradiente horizontal,  $\dot{\sigma}$  é a derivada total de  $\sigma$  no tempo,  $c_p$  é o calor específico à pressão constante para o ar seco e  $d/dt$  é a derivada total no tempo.

As equações anteriores são paralelizadas e escritas na forma de equações prognósticas para a componente vertical da vorticidade e da divergência horizontal da seguinte maneira (BOURKE, 1974):

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\nabla \cdot (\xi + f)\vec{V} - \vec{k} \cdot \nabla \times \left( RT\nabla q + \dot{\sigma} \frac{\partial \vec{V}}{\partial \sigma} + \vec{F} \right) \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \vec{k} \cdot \nabla \times (\xi + f)\vec{V} - \nabla \cdot \left( RT\nabla q + \dot{\sigma} \frac{\partial \vec{V}}{\partial \sigma} + \vec{F} \right) - \nabla^2 \left( \phi' + RT_0 q + \frac{1}{2} \vec{V} \cdot \vec{V} \right) \quad (3.6)$$

onde  $\xi$  é a componente vertical da vorticidade relativa  $\vec{k} \cdot \nabla \times \vec{V}$ ,  $D$  é a divergência horizontal  $\nabla \cdot \vec{V}$ ,  $q$  denota  $\ln p_*$ , e o subscrito zero denota o valor médio horizontal.

As equações da termodinâmica e da continuidade são expandidas da mesma forma, resultando em:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{V} T' + T'D + \dot{\sigma} \gamma - \frac{RT}{c_p} \left( D + \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \right) \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -D - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - \vec{V} \cdot \nabla q \quad (3.8)$$

onde  $\gamma$  é a estabilidade estática definida como  $\frac{RT}{\sigma c_p} - \frac{\partial T}{\partial \sigma}$ .

As equações do modelo são escritas na forma espectral, onde as variações espaciais nas duas dimensões horizontais são representadas por coeficientes de projeção sobre uma base de funções que formam um conjunto ortonormal completo, os harmônicos esféricos, que são particularmente adequadas para movimentos em fluidos com geometria esférica. Os harmônicos esféricos podem ser escritos como o produto de séries de Fourier e de funções associadas de Legendre. As séries de Fourier ( $e^{im}$ ) representam as variações na direção longitudinal (oeste-leste), e os polinômios associados de Legendre ( $P_m^n$ ), expressos como

função seno da latitude representam as variações latitudinais (sul-norte). Qualquer campo escalar na superfície de uma esfera pode ser representado como uma série desses harmônicos esféricos. Na prática, as séries são truncadas em um dado número de ondas bidimensionais, com os termos de ordem mais alta sendo ignorados. Os harmônicos esféricos que são retidos podem ser representados em um espaço de duas dimensões ( $m, n$ ), onde  $m$  é o número de onda zonal e  $n-m$  é o número de zeros do polinômio de Legendre. O modelo SPEEDY usa o truncamento triangular (onde  $n = m = \text{constante}$ ). O uso dos coeficientes espectrais elimina o problema das diferenças finitas que nas integrações exige passos de tempo pequenos por causa da convergência dos meridianos nos polos.

A versão do SPEEDY usada neste trabalho tem truncamento triangular no número de onda 30 e 8 níveis na vertical, resolução denotada sinteticamente como T30L8. Isso leva a uma grade gaussiana de 96 x 48 pontos na horizontal, sendo que o nível mais alto na vertical corresponde à estratosfera e o nível mais baixo corresponde à camada limite planetária (CLP). A esses dois níveis somam-se mais seis níveis intermediários distribuídos na denominada “troposfera livre”. Os oito níveis na vertical, correspondem aos níveis sigma de: 0,05, 0,14, 0,26, 0,42, 0,60, 0,77, 0,90 e 1,00. As variáveis prognósticas são as componentes do vento, a temperatura absoluta, o logaritmo da pressão à superfície e a umidade específica.

Após a integração do modelo, os dados são pós-processados, gerando dezenas de campos de variáveis nos níveis de pressão de 30, 100, 200, 300, 500, 700, 850 e 925 hPa.

### **3.1.2 Parametrizações dos processos físicos**

O SPEEDY trata dos mesmos processos abordados em modelos atmosféricos no estado da arte e mais complexos, mas o faz representando esses processos em oito níveis na atmosfera. A adaptação das parametrizações para um número menor de níveis na vertical torna possível que sejam feitas integrações do modelo por muitos anos em qualquer computador em menos tempo, obtendo resultados relevantes (KUCHARSKI *et al.*, 2013).

Na Figura 3.2, estão mostrados os processos físicos que são parametrizados nos modelos numéricos que representam a atmosférica: convecção, condensação de grande escala, nuvens, radiação de ondas-curtas, radiação de ondas-longas, fluxos de superfície de *momentum* e energia e difusão vertical.

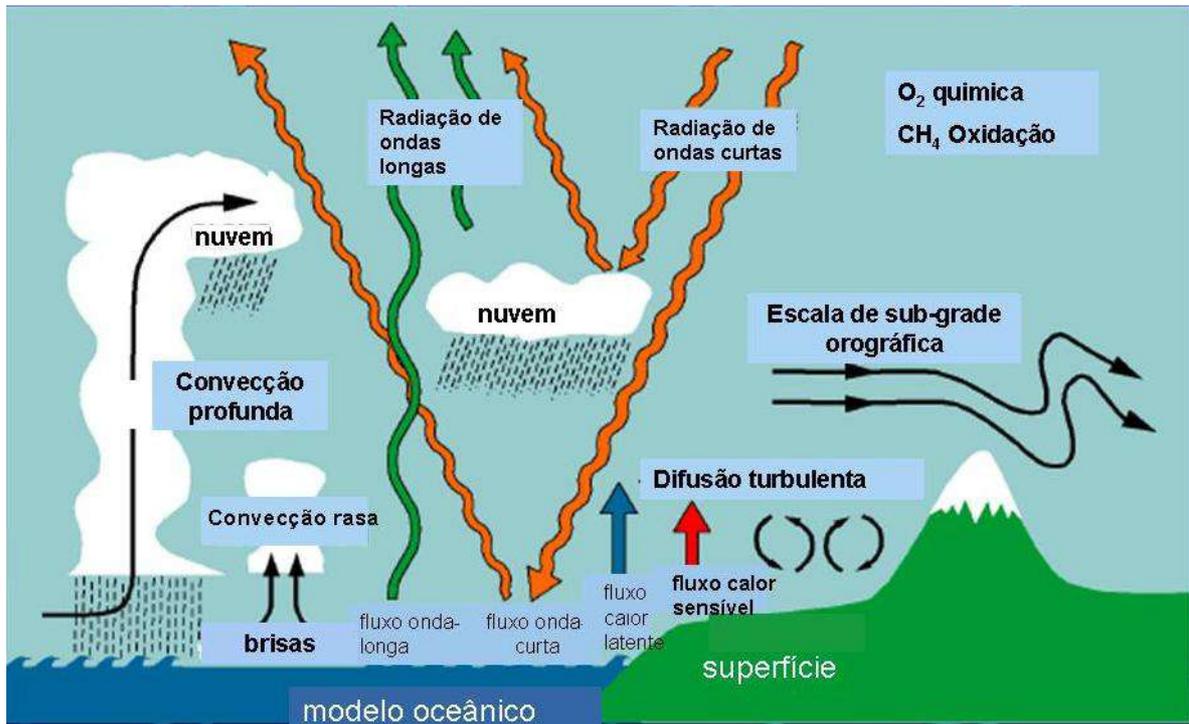


Figura 3.2 – Processos físicos que são parametrizados nos modelos numéricos de circulação geral da atmosfera.

Uma descrição breve das parametrizações usadas no modelo SPEEDY é dada a seguir.

(a) Convecção

Um esquema simplificado de fluxo de massa é ativado onde a instabilidade condicional é encontrada (ou seja, onde a energia úmida saturada estática decresce com a altura entre a camada mais baixa, na CLP, e níveis mais altos da troposfera) e onde a umidade na CLP exceder um determinado limiar prescrito. O fluxo de massa na base da nuvem (na parte superior da CLP) é tal que a umidade na CLP é relaxada em direção a um limiar, em um período de tempo de 6 horas. O desentranhamento ocorre apenas no nível do topo da nuvem (determinado pelo critério de instabilidade condicional), enquanto ocorre entranhamento na metade inferior da troposfera. O ar nas correntes ascendentes é assumido como estando saturado.

(b) Condensação de grande escala

Quando a umidade relativa do ar excede um limite que é dependente do nível- $\sigma$ , a umidade específica é relaxada para o valor limite correspondente em uma escala de tempo de 4 horas, e o conteúdo de calor latente é removido da atmosfera e convertido em energia estática seca.

(c) Nuvens

A cobertura e a espessura de nuvens são definidas diagnosticamente a partir dos valores da umidade relativa em uma coluna de ar incluindo todos os níveis na troposfera, exceto a CLP, e da quantidade de precipitação. Nuvens estratocúmulos são tratadas separadamente a partir da estabilidade estática na CLP.

(d) Radiação de ondas curtas

O esquema de radiação usa duas bandas espectrais, uma delas representa a porção do espectro referente ao infravermelho próximo. A radiação é refletida no topo da nuvem e na superfície; o albedo da nuvem é proporcional à cobertura total de nuvens. A transmissividade de ondas curtas dos níveis do modelo é função da massa da camada, da umidade específica e da cobertura de nuvens.

(e) Radiação de onda longa

O esquema de radiação de onda longa usa quatro bandas espectrais, uma para a região da "janela atmosfera" (8 a 11 $\mu$ ) e as outras para as regiões espectrais de absorção de vapor d'água e dióxido de carbono. Para cada camada, as transmissividades nas quatro bandas são definidas como uma função da massa da camada e da umidade. O efeito das nuvens é representado como um decréscimo na transmissividade na banda da "janela atmosférica", como uma função da cobertura de nuvens. A emissão para baixo a partir de cada camada é calculada como uma função ponderada da temperatura no nível e da temperatura (interpolada) na metade de nível abaixo. Para o cálculo da emissão ascendente, são usadas a temperatura na camada e a temperatura da metade do nível acima.

(f) Fluxos de superfície de *momentum* e energia

Os fluxos de superfície são definidos por volume com fórmulas aerodinâmicas médias (*bulk formulas*) com diferentes coeficientes de troca entre terra e mar. Os coeficientes dos fluxos de calor (sensível e latente) também dependem de um índice de estabilidade simples, enquanto que o coeficiente para o fluxo de *momentum* sobre a terra é uma função da altura topográfica. A temperatura na superfície (*skin temperature*) sobre a terra é definida a partir do balanço de energia na superfície.

### (g) Difusão vertical

A difusão vertical é composta de três termos: (i) uma redistribuição da energia estática seca e úmida entre os dois níveis mais baixos do modelo, que simulam a convecção rasa nas regiões de instabilidade condicional, (ii) uma difusão do vapor d'água em condições estáveis que age na baixa troposfera, dependendo do perfil vertical da umidade relativa e (iii) uma difusão da energia estática seca, no caso do gradiente vertical de temperatura (*lapse rate*) se aproximar (ou exceder) o limite adiabático seco.

### 3.1.3 Condições de contorno

Como qualquer modelo atmosférico, o SPEEDY requer condições de contorno inferior para determinar fluxos de *momentum*, calor e umidade da superfície e o fluxo de radiação solar de entrada no topo da atmosfera. Na superfície, além da altura da topografia e da máscara terra-mar fracionada, o modelo requer campos climatológicos das seguintes variáveis:

- temperatura da superfície do mar;
- fração de gelo no mar;
- temperatura do solo numa camada profunda (cerca de 1 m);
- profundidade da neve;
- albedo da superfície livre (sem neve e gelo no mar); e
- fração da superfície de terra coberta pela vegetação.

Para os últimos dois campos, são usados valores médios anuais, enquanto todos os demais campos são especificados como médias mensais e são linearmente interpolados para se ter valores diários durante as integrações do modelo.

O albedo da superfície livre é linearmente combinado com valores atribuídos ao gelo marinho e à neve para se obter um albedo líquido, usando-se pesos que são linearmente dependentes da fração de gelo no mar e de cobertura de neve, respectivamente. Similarmente, a umidade do solo no topo da camada e na região das raízes das plantas são linearmente combinados (usando a fração de vegetação) para definir um índice de umidade disponível no solo que é usado para calcular a evaporação sobre a terra. Essas interpolações são feitas automaticamente durante a integração do modelo.

Juntamente com o código do modelo, os desenvolvedores disponibilizam arquivos contendo os campos climatológicos na resolução adequada. Todos os campos climatológicos disponibilizados foram computados através do estabelecimento de médias dos dados correspondentes das reanálises do ECMWF (ERA Interim) no período de 1979-2008 (DEE *et al.*, 2011).

No topo da atmosfera, o fluxo de radiação solar que chega é calculado diariamente a partir de fórmulas astronômicas. Funções com variações sazonais empíricas são usadas para definir a absorção da radiação solar pelo ozônio na estratosfera e as variações latitudinais do caminho ótico da radiação solar dependendo do ângulo zenital médio diário.

### 3.2 Características da climatologia do modelo SPEEDY

Com o objetivo de mostrar a sensibilidade do modelo, foram extraídos campos médios mensais do experimento de controle efetuado com o modelo SPEEDY, aquele que é integrado a partir de condições de contorno criadas com o clima do presente. As comparações foram feitas com os campos médios extraídos das reanálises CFSR do NCEP, tomadas no período de 1979 a 2012.

Definiu-se como importante a comparação das características da circulação da atmosfera, já que essas são fundamentais para a geração da chuva e sua distribuição sobre o planeta. Atualmente, em muitas análises (HOLTON, 2004; LEMES e MOURA, 2002), as variações da circulação atmosférica global vêm sendo estudadas tendo-se como ferramentas as análises de funções escalares, tanto o potencial de velocidade ( $\chi$ ) quanto a função corrente ( $\psi$ ). Essas funções decorrem do teorema de Helmholtz através do qual o campo do vento (campo vetorial horizontal) pode ser decomposto em dois componentes, um puramente divergente ou irrotacional e outro puramente rotacional ou não divergente:

$$\vec{V} = \nabla\chi + \vec{k} \times \nabla\psi \quad (3.9)$$

onde, sendo  $u$  a componente zonal do vento e  $v$  sua componente meridional, tem-se:

$$u = \frac{\partial\chi}{\partial x} - \frac{\partial\psi}{\partial y} \quad (3.10)$$

$$v = \frac{\partial\chi}{\partial y} + \frac{\partial\psi}{\partial x} \quad (3.11)$$

Denomina-se de potencial de velocidade ( $\chi$ ) ao escalar associado ao componente do vento puramente divergente, e denomina-se de função corrente ( $\psi$ ) ao escalar associado ao componente puramente rotacional do vento. Quando  $\chi > 0$ , tem-se convergência e, quando

$\chi < 0$  , tem-se divergência. No caso da função corrente, há que se considerar que, no hemisfério norte (sul),  $\psi > 0$  refere-se ao escoamento anticiclônico (cyclônico) e  $\psi < 0$  refere-se ao escoamento ciclônico (anticiclônico).

Sabe-se que a convergência na baixa troposfera e a divergência na alta troposfera são indicativos de vigorosa convecção regional e de precipitação. Geralmente, a circulação irrotacional da baixa troposfera mostra-se essencialmente como um espelhamento da circulação irrotacional da alta troposfera, mas com sinal contrário, sendo, portanto, desnecessária a análise de ambas. Na alta troposfera, os setores positivos do campo do componente  $\chi$  indicam regiões de convergência e, portanto, regiões onde os movimentos troposféricos tendem a ser subsidentes na macroescala. Já os setores negativos indicam regiões com divergência, propícias aos movimentos ascendentes na escala planetária. Esta é uma condicionante de grande escala e, portanto, pode haver precipitação significativa nos setores com  $\chi$  positivo na alta troposfera, porém em escala regional, forçados e mantidos por fatores de escala sinótica, como as frentes frias e os ciclones, ou de escala local, com a topografia e outros aspectos da fisiografia da superfície.

O componente não divergente ( $\psi$ ) do vento está associado à vorticidade atmosférica, embora as escalas envolvidas sejam distintas. Sabe-se que, nos sistemas baroclínicos da atmosfera, associados à convecção regional e a precipitação intensas, a baixa troposfera apresenta vorticidade ciclônica, enquanto que, na alta troposfera, a vorticidade é tipicamente anticiclônica.

Para o hemisfério norte:

$$\left\{ \begin{array}{l} \psi > 0 \Rightarrow \text{escoamento anticiclônico} \\ \psi < 0 \Rightarrow \text{escoamento ciclônico} \end{array} \right.$$

Para o hemisfério sul:

$$\left\{ \begin{array}{l} \psi > 0 \Rightarrow \text{escoamento ciclônico} \\ \psi < 0 \Rightarrow \text{escoamento anticiclônico} \end{array} \right.$$

### 3.3 Cenários futuros da extensão do gelo marinho

Para a determinação dos impactos no clima resultantes da imposição de diferentes condições de contorno inferior, foram realizadas integrações com o modelo SPEEDY por períodos de 110 anos, sendo desprezados os 10 primeiros anos de cada integração. Nas integrações numéricas com modelos atmosféricos, é importante esperar que o modelo se estabilize assimilando adequadamente os dados iniciais da atmosfera que alimentam o modelo

e as condições de contorno impostas, sendo essa a justificativa para terem sido dispensados os 10 primeiros anos de cada integração (levar em consideração o denominado “*spin-up*” do modelo).

Partindo dos resultados já destacados nos relatórios do IPCC (IPCC, 2013), que mostram (1) que a extensão do gelo marinho tem apresentado decréscimo significativo no hemisfério norte e nos Mares de Bellingshausen e de Amundsen no entorno da Antártica e (2) que as taxas médias de decréscimo ao longo das últimas décadas foram diferentes para as diversas regiões, foram criados cenários futuros para a possível situação a ser observada por volta do ano de 2050 com o objetivo de alimentar o modelo SPEEDY para obter o impacto de cada um dos cenários nos padrões de chuva na América do Sul.

Na Tabela 3.1, estão listadas as taxas médias observadas de decréscimo do gelo marinho no período de 1979 a 2008, assim como a delimitação geográfica de cada região analisada, onde os decréscimos foram observados.

Tabela 3.1 – Taxas médias de decréscimo do gelo marinho observadas nas regiões do hemisfério norte e sul no período de 1979-2008 (Fonte: adaptada de IPCC, 2013).

Localização	Delimitação Geográfica		Tendência decenal média 1979-2008 ( % )
	Latitudes	Longitudes	
<b>Setores do Hemisfério Norte</b>			
Mar de Barents	65N a 80N	30E a 80E	-9,3
Leste da Groenlândia	SUL DE 80N (57N a 80N)	45W a 0 e 0 a 20E	-6,1
Oeste da Groenlândia	SUL DE 80N (57N a 80N)	70W a 45W	-7,0
Baía de Foxe	65N a 80N	95W a 70W	-2,5
Baía de Hudson	SUL DE 65N (50N a 65N)	95W a 70W	-4,6
Mar Ártico	NORTE de 80N e 70N a 80N	TODAS e 80E a 130W	-2,2
<b>Setor do Hemisfério Sul</b>			
Mares Bellingshausen e Amundsen	75S a 61,2S	130W a 60W	-4,3

A Figura 3.3 mostra a localização geográfica de cada uma das regiões estudadas nesta pesquisa assim como as respectivas porcentagens médias de redução do gelo observadas nos últimos trinta anos.

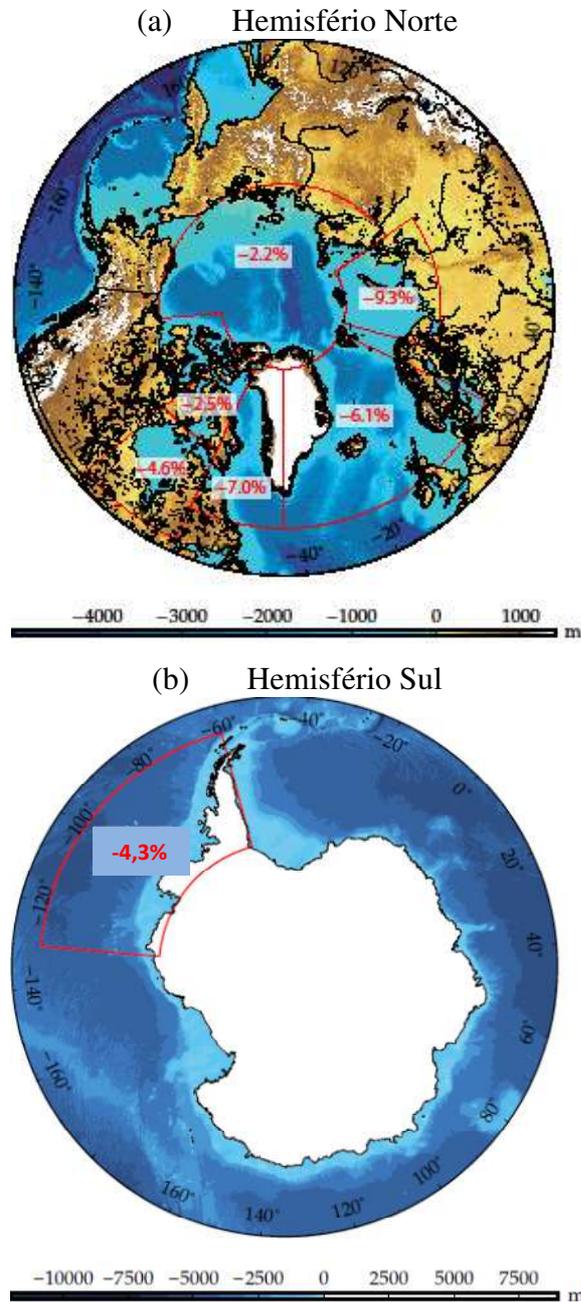


Figura 3.3 – Taxas de redução na extensão do gelo marinho (a) na região do Mar Ártico e regiões subpolares do hemisfério norte e (b) na região dos Mares de Bellingshausen e Amundsen no entorno da Antártica (Fonte: adaptadas de IPCC, 2003).

Na Tabela 3.2, mostra-se a aplicação das taxas médias de redução do gelo cumulativamente para cada década, assim como o total de decréscimo de gelo esperado em 2050 e a porcentagem de redução de gelo marinho que foi introduzida no modelo SPEEDY nas diversas simulações realizadas.

Tabela 3.2 – Taxas cumulativas de redução de gelo marinho nos hemisférios norte e sul e cenários para a extensão do gelo marinho até 2050.

Região para simulação	Tendência decenal média 1979-2008 (%)	Variação esperada							Fator de variação no SPEEDY
		1990 (%)	2000 (%)	2010 (%)	2020 (%)	2030 (%)	2040 (%)	2050 (%)	
<b>Setores do Hemisfério Norte</b>									
Mar de Barents	-9,3	90,7	82,3	74,6	67,7	61,4	55,7	50,2	0,502
Leste da Groenlândia	-6,1	93,9	88,2	82,8	77,7	73	68,5	64,4	0,644
Oeste da Groenlândia	-7	93	86,5	80,4	74,8	69,6	64,7	60,2	0,602
Baía de Foxe	-2,5	97,5	95,1	92,7	90,4	88,1	85,9	83,8	0,838
Baía de Hudson	-4,6	95,4	91	86,8	82,8	79	75,4	71,9	0,719
Mar Ártico	-2,2	97,8	95,6	93,5	91,5	89,5	87,5	85,6	0,856
<b>Setor do Hemisfério Sul</b>									
Mares Bellingshausen e Amundsen	-4,3	-95,7	91,6	87,7	83,9	80,3	76,8	73,5	0,735

Inicialmente, foi feita uma integração com o SPEEDY, chamada de experimento controle ou “Experimento 1”, usando os campos climatológicos médios como condição de controle inferior, construindo-se, assim, o chamado “climatologia atual do modelo”. Os demais experimentos, numerados de 2 a 8, correspondem à aplicação da redução do gelo marinho em cada uma das regiões delimitadas na Tabela 3.2, com as porcentagens explicitadas na última coluna daquela tabela. Foi realizado ainda o Experimento 9, com uma simulação numérica onde se aplicou a redução do gelo marinho simultaneamente em todas as regiões onde ela ocorreu no hemisfério norte. Em várias análises no item correspondente aos resultados, o Experimento 9 é denominado de cenário IPCC por incluir todas as alterações na extensão do gelo como explicitado em IPCC (2013). Na Tabela 3.3, estão definidos os experimentos realizados com o modelo, correspondendo cada um deles a uma condição de contorno imposta ao modelo.

Tabela 3.3 – Definição das simulações realizadas com o modelo SPEEDY.

Experimento	Especificação da condição de contorno
Experimento 1	Controle - "Clima atual do modelo"
	Região com redução do gelo marinho
Experimento 2	Mar de Barents
Experimento 3	Leste da Groenlândia
Experimento 4	Oeste da Groenlândia
Experimento 5	Baía de Foxe
Experimento 6	Baía de Hudson
Experimento 7	Mar Ártico
Experimento 8	Mares Bellingshausen e Amundsen
Experimento 9	Cenário IPCC

Os impactos da redução do gelo sobre a precipitação ou sobre qualquer outra variável atmosférica foram determinados pela diferença obtida entre a média encontrada em cada uma das simulações e os campos obtidos na integração de controle.

### 3.4 Teleconexões atmosféricas

Os dados médios mensais de precipitação no período de 1979 a 2012, com resolução horizontal de 0,5° de latitude e longitude, foram extraídos das reanálises do NCEP/CFS (<http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/>) e usados na construção de compósitos, procurando com isso

realçar a influência das fases das oscilações NAM, NAO e SAM na precipitação das regiões tropical e subtropical da América do Sul.

Os compósitos foram calculados usando as técnicas desenvolvidas e descritas em SANTOS e FRANCO (2009), SANTOS *et al.* (2010) e REBOITA e SANTOS (2014). Baseiam-se nos índices disponibilizados pelo *Climate Prediction Center* ([www.cpc.noaa.gov](http://www.cpc.noaa.gov)) que descrevem as fases e intensidades das diversas oscilações atmosféricas existentes.

Resumidamente, para cada índice e fase de cada uma das oscilações analisadas, foram calculadas as médias ponderadas da precipitação, usando o próprio índice da oscilação correspondente como fator de ponderação. As médias ponderadas são feitas separadamente para as fases positiva e negativa do índice, sendo, em seguida, seus resultados subtraídos, realçando, assim, a possível conexão entre a oscilação em estudo e a variável meteorológica analisada.

## CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo de resultados inicia com a validação das simulações realizadas com modelo SPEEDY. Nele, é feita uma comparação dos dados das reanálises do CFSR do NCEP com os campos simulados pelo modelo SPEEDY no experimento de controle, aquele que simula o clima sem as reduções impostas à cobertura do gelo marinho pelos diversos cenários criados neste trabalho.

Em seguida, para a determinação dos impactos causados pela redução do gelo marinho nos diversos campos que descrevem o comportamento da atmosfera e, em especial, o da precipitação, foram estabelecidas as diferenças entre as simulações feitas para cada cenário com o caso controle. As mudanças esperadas nas características da circulação atmosférica em escala global em função da redução do gelo marinho no hemisfério norte são analisadas e mostradas inicialmente. As diferenças encontradas nos padrões de precipitação foram analisadas buscando discutir os impactos das mudanças sobre os sistemas meteorológicos responsáveis pela chuva que atuam na América do Sul, principalmente a ZCIT e a ZCAS. São descritas também as possíveis alterações na precipitação em cada região geográfica e grandes bacias hidrográficas do continente sul-americano. Uma seção específica foi criada para sintetizar as mudanças esperadas no clima com o experimento de redução do gelo marinho no entorno da Antártica, no Mar de Bellingshausen e Amundsen, onde se espera significativa diminuição da extensão do gelo nos próximos anos.

Usando também os dados das reanálises do CFSR do NCEP, incluiu-se, neste capítulo, uma análise dos padrões de precipitação na América do Sul quando da predominância de fases negativas e positivas dos padrões das teleconexões NAO, NAM e SAM, buscando uma vinculação entre as alterações do gelo marinho nas latitudes altas e a precipitação nos vários setores da América do Sul.

Um último item deste capítulo é dedicado a ilustrar o nível de significância estatística encontrado nas diferenças entre os padrões de precipitação nas simulações com a redução do gelo marinho e o caso controle.

## **4.1 Validação do modelo SPEEDY**

Os padrões de precipitação que caracterizam as diversas regiões do planeta são decorrentes essencialmente da estrutura da circulação da atmosfera e da disponibilidade de umidade.

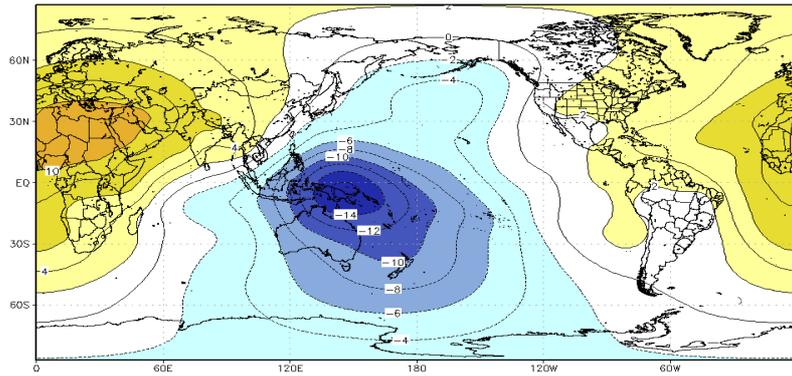
Uma análise dos movimentos atmosféricos mais relevantes pode ser feita através da descrição da estrutura cinemática da circulação atmosférica global representada pelos campos de potencial de velocidade ( $\chi$ ) em 200 hPa, da função de corrente ( $\psi$ ) em 850 hPa e pelo movimento vertical em 500 hPa. Essas variáveis são disponibilizadas automaticamente após as integrações do modelo. As análises desses campos permitem uma descrição dos movimentos atmosféricos em escala sinótica, varrendo com os níveis isobáricos selecionados aquelas características em baixos, médios e altos níveis da troposfera importantes para caracterizar os processos atmosféricos de divergência/convergência, do rotacional e dos correspondentes movimentos verticais ascendentes e descendentes, determinantes dos padrões de precipitação.

### **4.1.1 Padrões de divergência na alta troposfera**

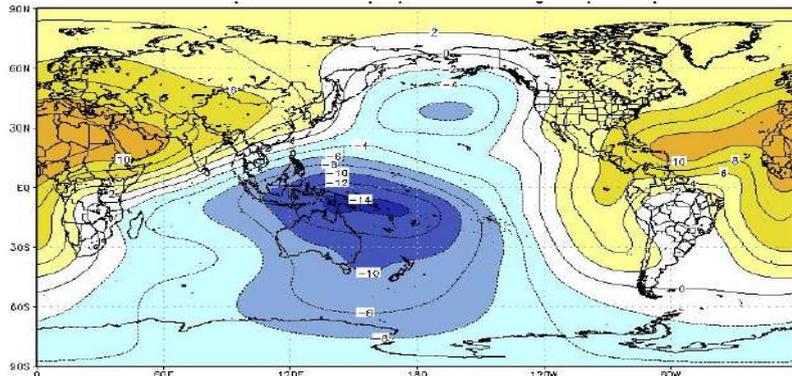
Na Figura 4.1, são comparados os campos médios em janeiro e julho do potencial de velocidade ( $\chi$ ) em 200 hPa obtidos a partir da simulação do modelo SPEEDY no experimento controle com os dados oriundos da reanálise do CFSR do NCEP.

Para interpretação adequada dos campos, ressalta-se que valores positivos de  $\chi$  em 200 hPa revelam convergência em grande escala neste nível da atmosfera, agindo como uma inibição à convecção profunda na região onde forem observados. Já valores negativos de  $\chi$  estão associados à divergência em níveis altos, o que favorece a convecção.

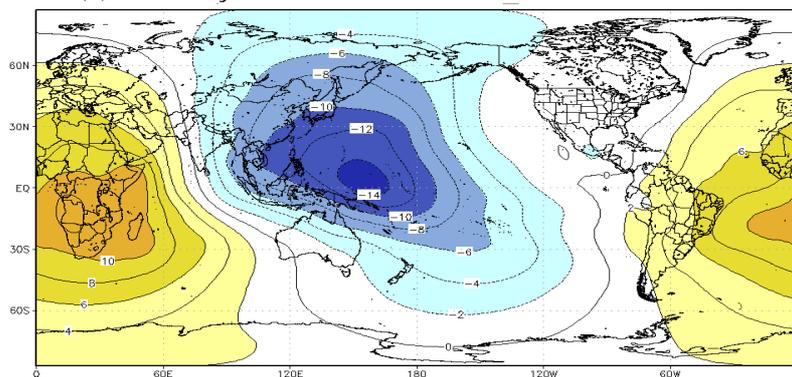
(a) Simulação controle com o modelo SPEEDY – Janeiro.



(b) Reanálise do CFSR – Janeiro.



(c) Simulação controle com o modelo SPEEDY – Julho.



(d) Reanálise do CFSR – Julho.

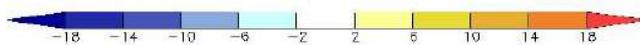
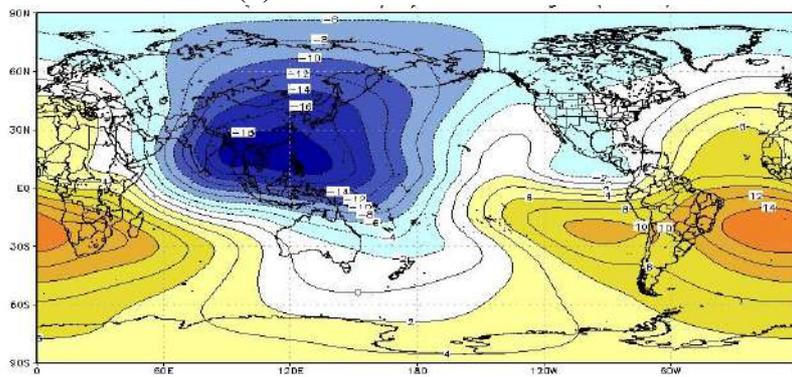


Figura 4.1 – Campos médios do potencial de velocidade ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa obtidos com (a) modelo SPEEDY no experimento controle em janeiro, (b) dados de reanálises do CFSR em janeiro, (c) modelo SPEEDY no experimento controle em julho e (d) dados de reanálises do CFSR em julho.

Percebe-se pelos campos de  $\chi$ , tanto na simulação do SPEEDY como nos dados de reanálise, uma tendência de favorecimento da convecção no hemisfério em verão, evidenciada pelo deslocamento dos valores positivos de  $\chi$  mais para o hemisfério sul em janeiro quando se compara a posição do centro de mínimos valores de  $\chi$  como o mesmo campo em julho. Do mesmo modo, a comparação entre os campos gerados pelo SPEEDY e os dados de reanálise revelam que o continente africano está sempre coberto por valores positivos, sugerindo que a circulação atmosférica em escala global tende a inibir a convecção profunda organizada neste continente. Um ciclo anual é percebido nos dados da reanálise sobre a América do Norte e a parte continental da Eurásia (Figuras 4.1(b) e (d)), que é apenas parcialmente percebido pelo modelo SPEEDY (Figuras 4.1(a) e (c)). Nessas duas regiões, aparece uma forte divergência em altitude no verão do hemisfério norte, o que favorece a convecção nesses continentes nessa estação do ano. A semelhança nos campos de  $\chi$  sobre a América do Sul e América Central entre as simulações e os dados de reanálise tanto no mês de janeiro como de julho já revelam a capacidade do modelo SPEEDY em caracterizar adequadamente os altos níveis em escala global que podem inibir ou estimular a convecção nestas regiões. Em janeiro, época das chuvas na América do Sul tropical, o sinal da divergência na alta troposfera aparece na forte redução dos valores positivos do campo de  $\chi$ , quando se comparam os dois meses. Sobre o continente sul-americano, a convergência na alta troposfera é marcante em julho no hemisfério sul (Figura 4.1(c) e (d)), sugerindo que a circulação geral não favorece a convecção profunda na América do Sul nessa época. Cabe mencionar a pequena discrepância observada no Pacífico Sul junto a costa da América do Sul em julho onde aparecem valores positivos de  $\chi$  mais acentuados nos dados de reanálise do que na simulação do modelo SPEEDY. Importante ressaltar que as diferenças observadas nos campos analisados podem ser resultantes da diferença na resolução espacial dos dados de reanálise (~50 km) com os campos gerados nas simulações do modelo SPEEDY (~300km).

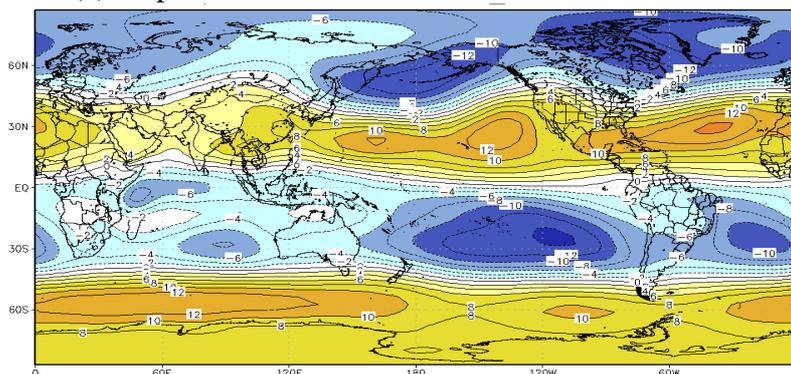
#### **4.1.2 Padrões de vorticidade na baixa troposfera**

A função de corrente ( $\psi$ ) é a componente não divergente do vento e está associada à vorticidade atmosférica. Sabe-se que nos sistemas atmosféricos baroclínicos, associados a convecção regional e precipitação intensas, a baixa troposfera apresenta vorticidade ciclônica, enquanto que, na alta troposfera, a vorticidade é tipicamente anticiclônica. Para o hemisfério norte (hemisfério sul),  $\psi > 0$  ( $\psi < 0$ ) corresponde ao escoamento anticiclônico e  $\psi < 0$  ( $\psi > 0$ ) ao escoamento ciclônico.

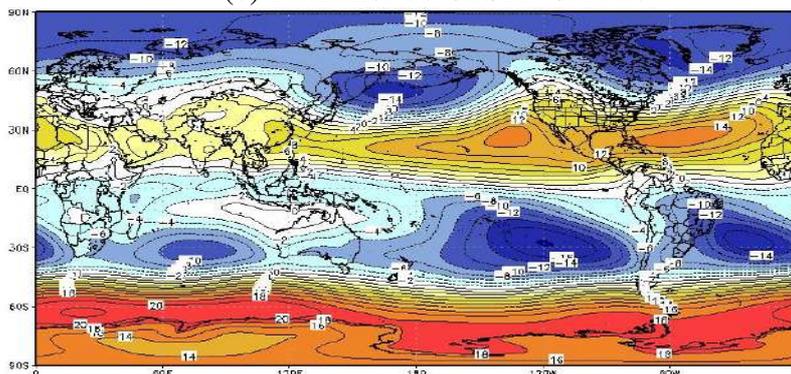
Na Figura 4.2, são comparados os campos médios da função de corrente ( $\psi$ ) em 850 hPa obtidos a partir da simulação do modelo SPEEDY no experimento controle com os dados da reanálise do CFSR do NCEP, para os meses de janeiro e julho.

Em cada um dos hemisférios, tanto em janeiro como em julho, os campos do escalar função de corrente ( $\psi$ ) apresentam-se com duas faixas zonais bem distintas, uma larga faixa anticiclônica que vai dos trópicos até boa parte das latitudes médias, e a outra faixa, também bastante larga com vorticidade ciclônica, indo desde as latitudes médias até o setor polar do hemisfério correspondente. Os padrões globais da função de corrente na baixa troposfera quase não variam com as estações do ano, especialmente nos setores meridionais dos oceanos Atlântico e Pacífico que se estendem desde as altas latitudes austrais até as altas latitudes boreais. Nessas amplas faixas meridionais em ambos os hemisférios, as latitudes tropicais, subtropicais e até boa parte das latitudes médias são caracterizadas por forte vorticidade anticiclônica centrada nas altas pressões subtropicais, sobrepondo também a América do Sul e o continente norte-americano. A comparação entre as simulações feitas com o modelo SPEEDY e os dados de reanálise do CFSR revelam estruturas muito semelhantes em ambos os meses mostrados, embora, no mês de julho, o SPEEDY pareça perder a capacidade de separar os dois centros anticiclônicos correspondentes ao Pacífico e ao Atlântico transformando-os em uma única região. Aqui, como no caso da análise do potencial de velocidade, a resolução espacial de cada uma das fontes geradoras dos campos da função de corrente parece interferir revelando-se principalmente na diferença de intensidade da função de corrente que parece mais fraca nas simulações com o modelo SPEEDY (resolução de ~300 km) do que nos dados de reanálise (resolução de ~50 km). O fato de existirem diferenças como essas é o que justifica a construção do caso controle para que o mesmo sirva de comparação e possa ressaltar as diferenças a serem observadas nas diversas simulações realizadas com o modelo numérico.

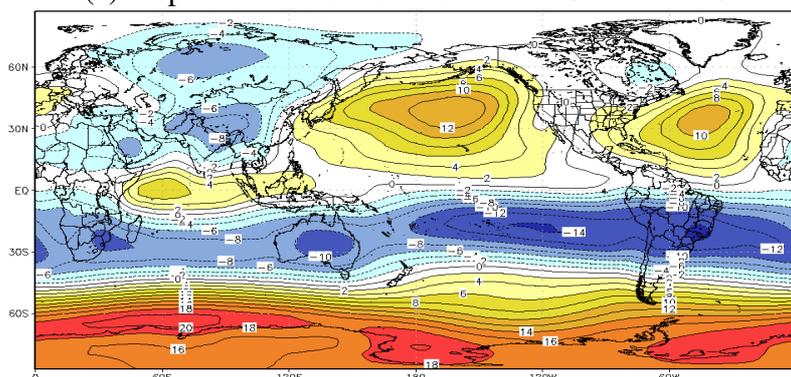
(a) Experimento controle do modelo SPEEDY – Janeiro.



(b) Reanálise do CFSR – Janeiro.



(c) Experimento controle do modelo SPEEDY – Julho.



(d) Reanálise do CFSR – Julho.

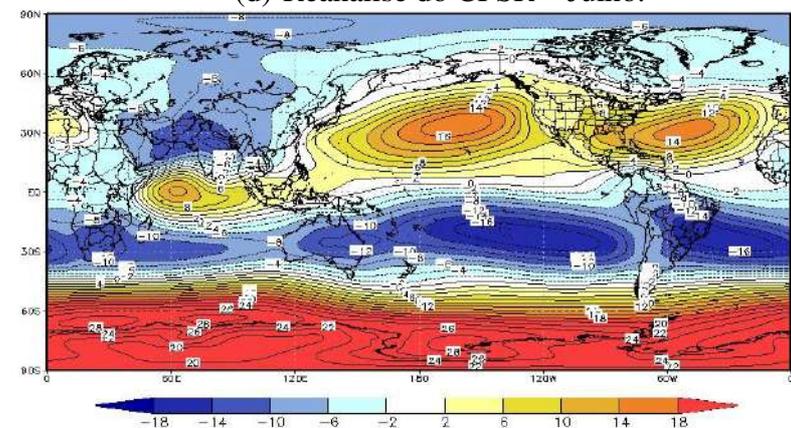


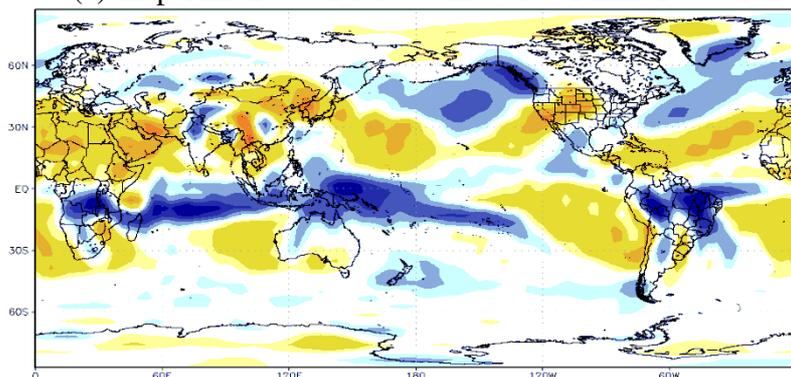
Figura 4.2 – Campos médios da função de corrente ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa obtidos com (a) modelo SPEEDY no experimento controle em janeiro, (b) dados de reanálises do CFSR em janeiro, (c) modelo SPEEDY no experimento controle em julho e (d) dados de reanálises do CFSR em julho.

### 4.1.3 Movimento vertical na troposfera média

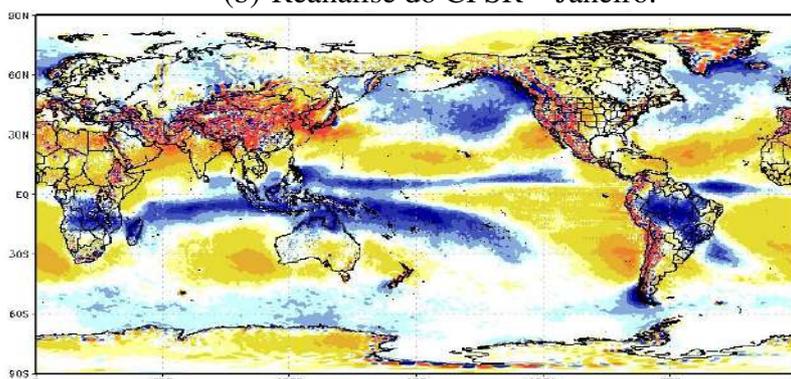
Para completar a validação dos campos cinemáticos, procedeu-se a análise dos campos do movimento vertical na troposfera média. O movimento vertical tem um papel fundamental nos processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na atmosfera, desde escalas micrometeorológicas até a escala planetária, participando de fluxos turbulentos verticais de *momentum*, energia e vapor d'água. O nível de 500 hPa, conhecido como o nível de não divergência, é comumente escolhido para representar importantes características do movimento vertical na média troposfera em escalas sinótica e global.

Os campos médios do movimento vertical em 500 hPa obtidos das simulações feitas com o modelo SPEEDY para o experimento controle (sem redução do gelo marinho) são comparados com os campos médios das reanálises do CSFR do NCEP para os meses de janeiro e julho na Figura 4.3. O movimento vertical neste trabalho é representado por omega ( $\omega = dp/dt$ ) e, portanto, é importante notar que os movimentos verticais ascendentes, que favorecem a formação de nuvens e precipitação, apresentam valores negativos e são representados nas figuras a seguir por tons de azul.

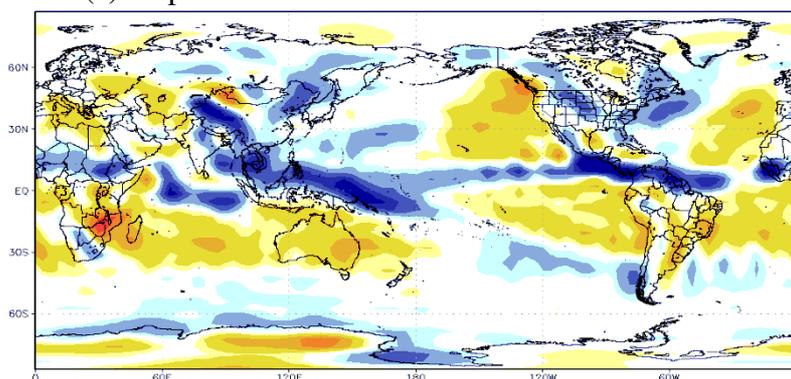
(a) Experimento controle do modelo SPEEDY – Janeiro.



(b) Reanálise do CFSR – Janeiro.



(c) Experimento controle do modelo SPEEDY – Julho.



(d) Reanálise do CFSR – Julho.

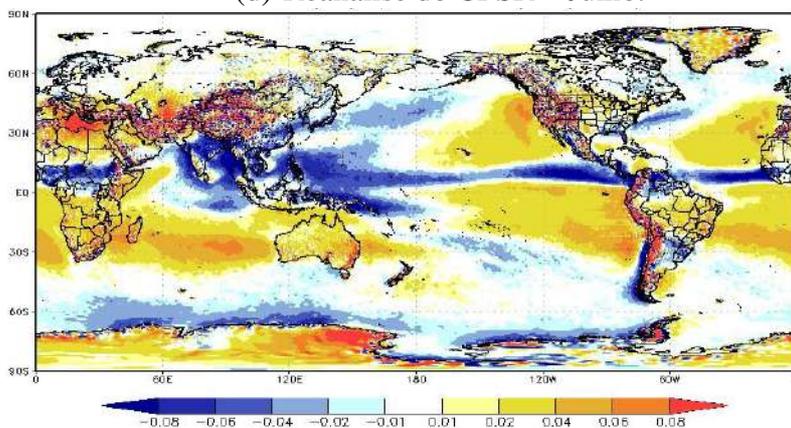


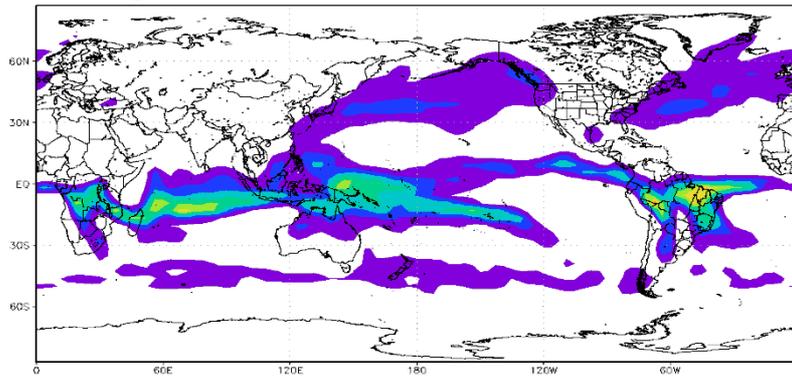
Figura 4.3 – Campos médios do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa obtidos com (a) modelo SPEEDY no experimento controle em janeiro, (b) dados de reanálises do CFSR em janeiro, (c) modelo SPEEDY no experimento controle em julho e (d) dados de reanálises do CFSR em julho.

A Figura 4.3 apresenta as semelhanças nas estruturas globais do movimento vertical entre os dados gerados na simulação de controle do SPEEDY e os dados das reanálises do CFSR do NCEP. Os movimentos verticais ascendentes na região tropical sobre os oceanos, em regiões continentais da América do Sul, da Oceania e parte subtropical da África estão bem posicionados no experimento controle em janeiro (Figuras 4.3(a)), assim como nos setores norte do Pacífico e do Atlântico em latitudes médias quando comparados às configurações do campo de reanálises (Figuras 4.11(b)). Movimentos descendentes sobre a Groenlândia, o setor oeste da América do Norte, sobre grande parte da África, entre o equador e 30<sup>0</sup>N e sobre os oceanos onde se localizam os anticiclones subtropicais ficam bem caracterizados e são razoavelmente simulados pelo modelo SPEEDY também em janeiro (Figuras 4.3(a) e (b)). É particularmente importante ressaltar que o modelo SPEEDY consegue reproduzir grande parte da região de movimentos verticais ascendentes na região caracterizada pela presença da ZCAS sobre o Brasil no mês de janeiro (Figuras 4.3(a)). Em julho, Figuras 4.3(c) e (d)), percebe-se o deslocamento do cinturão de movimentos ascendentes localizados perto do equador para o hemisfério norte, incluindo a região da ZCIT sobre os oceanos e a região de movimentos verticais ascendentes sobre a África. Neste mês de julho os movimentos descendentes cobrem grande parte da região central do Brasil, se estendendo da Amazônia e afetando toda a região sudeste do país. Infelizmente a simulação controle realizada com o modelo SPEEDY não capta a região de movimentos verticais ascendentes na região sul do Brasil e no norte da Argentina (Figura 4.3(c)) como aparece nos dados de reanálise no mês de julho (Figura 4.3(d)). Outro ponto a ser realçado é o extremo detalhamento apresentado pelos dados do CFSR do NCEP no que tange aos campos do movimento vertical (Figuras 4.3(b) e (d)), o que caracteriza a grande qualidade desses dados para uso em muitos estudos de natureza climática. O modelo SPEEDY, com sua menor resolução espacial, não teria como mostrar certas peculiaridades desta variável meteorológica que acaba sendo bastante influenciada pela topografia e demais condições de contorno inferior muito determinantes dos movimentos verticais na atmosfera. É necessário sempre extrair diferenças entre as configurações mostradas nas simulações com o caso controle para que se possa inferir as consequências no clima das alterações introduzidas com os cenários de redução do gelo marinho.

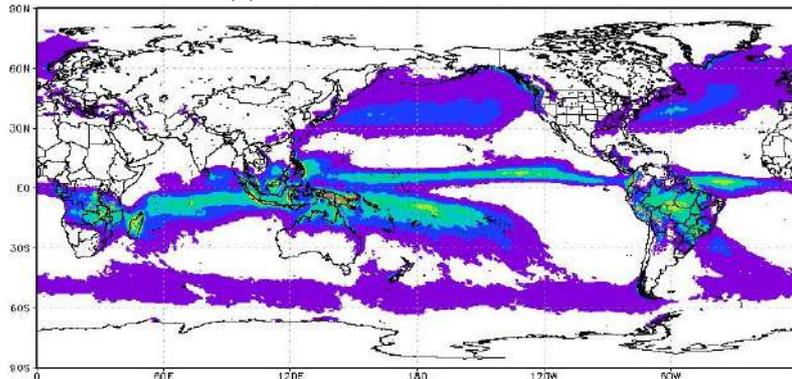
#### **4.1.4 Padrões globais de precipitação**

Os campos de precipitação do experimento controle e das reanálises do CFSR/NCEP são comparados em janeiro e julho na Figura 4.4.

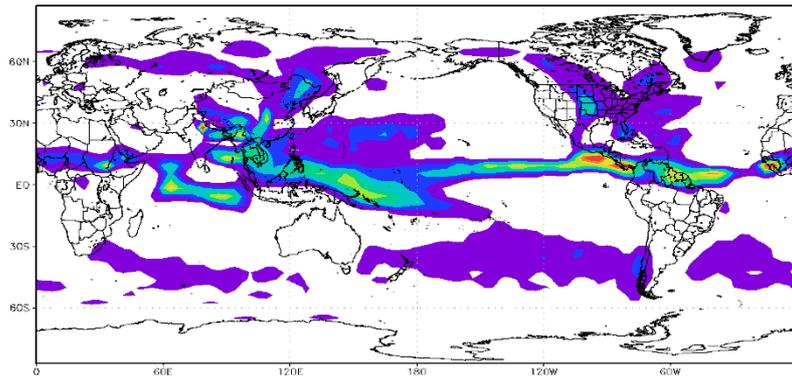
Experimento controle do modelo SPEEDY – Janeiro.



(a) Reanálise do CFSR – Janeiro.



(b) Experimento controle do modelo SPEEDY – Julho.



(c) Reanálise do CFSR – Julho.

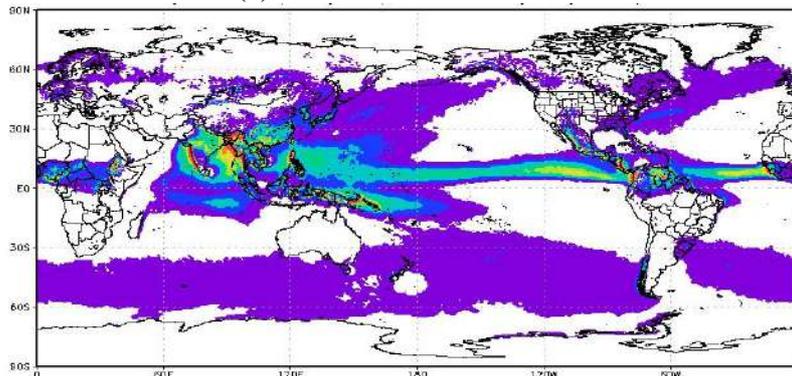


Figura 4.4 – Campos médios da precipitação diária (mm/dia) obtidos com (a) modelo SPEEDY no experimento controle em janeiro, (b) dados de reanálises do CFSR em janeiro, (c) modelo SPEEDY no experimento controle em julho e (d) dados de reanálises do CFSR em julho.

A precipitação gerada pelo caso controle do SPEEDY e mostrada nos campos das reanálises do CFSR são muito parecidas, ressaltando-se, evidentemente, aqueles aspectos muito ligados à diferença de resolução nos dois conjuntos de dados. A intensidade e localização da ZCIT é muito semelhante nos dois meses analisados assim como a localização e a intensidade da precipitação associada à passagem dos ciclones migratórios no hemisfério sul. As diferenças mais marcantes são observadas em julho na região da Índia e sobre a região continental dos Estados Unidos e Canadá. Além disso, em janeiro, o SPEEDY apresenta dificuldade em representar o ramo oceânico associado à ZCAS.

#### **4.2 Vinculações entre as mudanças climáticas e a circulação atmosférica global**

Passa-se então às análises dos campos com as diferenças encontradas entre os diversos experimentos idealizados e o experimento de controle, tomando sempre as médias de 100 anos de simulação como referência para se estabelecer os campos com as diferenças.

Nos resultados apresentados neste subitem foram selecionadas para análise os resultados das simulações referentes aos experimentos de redução do gelo marinho no Mar de Barents e nos mares a leste e a oeste da Groenlândia, por serem essas as regiões do hemisfério norte onde se espera uma maior redução do gelo. Serão também mostrados os resultados do experimento denominado de IPCC, aquele onde são aplicadas como condições de contorno inferior simultaneamente todas as reduções esperadas de gelo marinho nos mares do hemisfério norte.

A seguir estão apresentados os campos das diferenças do potencial de velocidade em 200 hPa entre três das simulações da redução do gelo e o caso controle. As Figuras 4.5, 4.6 e 4.7 se referem às anomalias de  $\chi$  para as simulações no Mar de Barents e nos mares a leste e a oeste da Groenlândia, nos meses de janeiro, abril, julho e outubro, representando cada um deles umas das estações do ano no hemisfério austral.

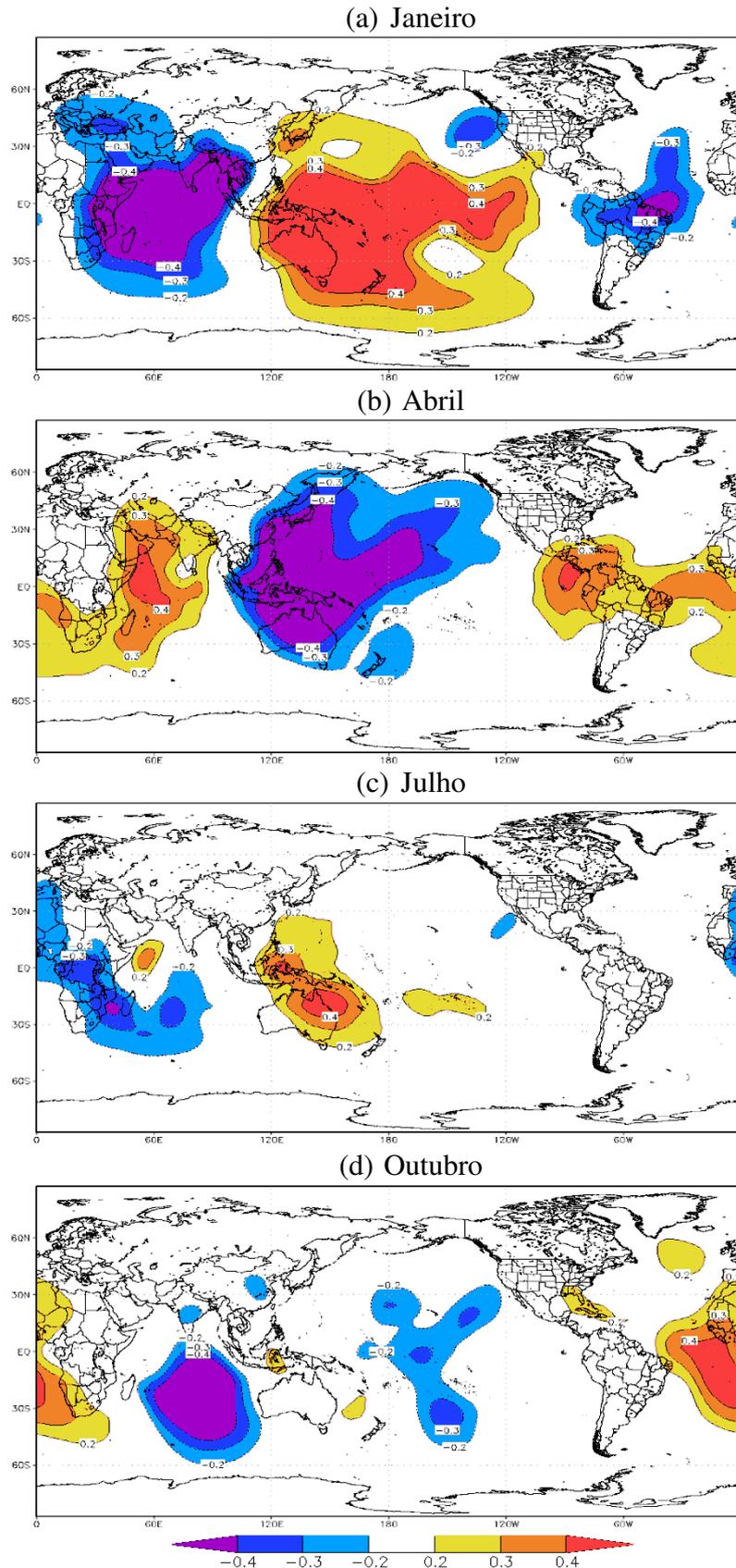


Figura 4.5 – Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no Mar de Barents e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

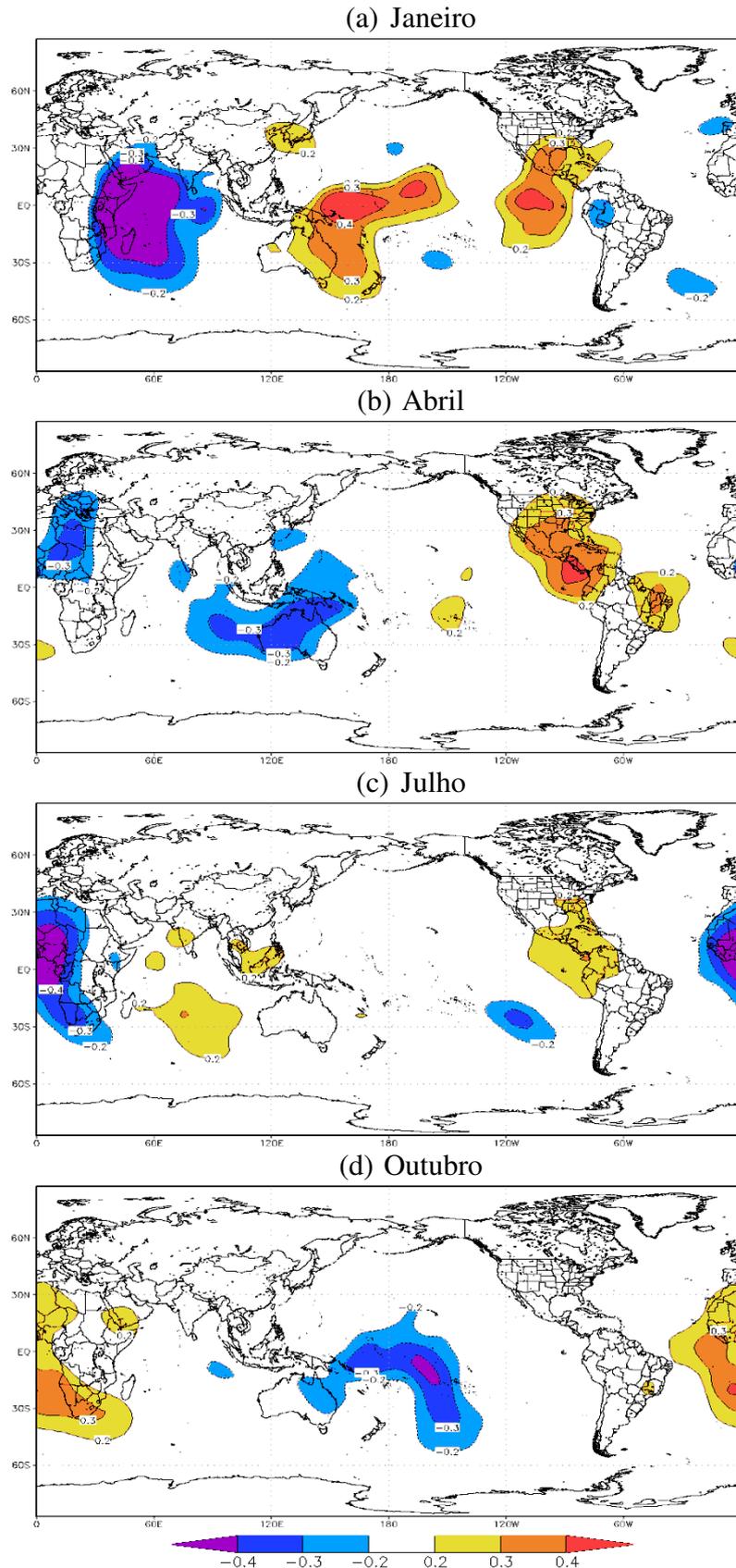


Figura 4.6 – Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a leste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

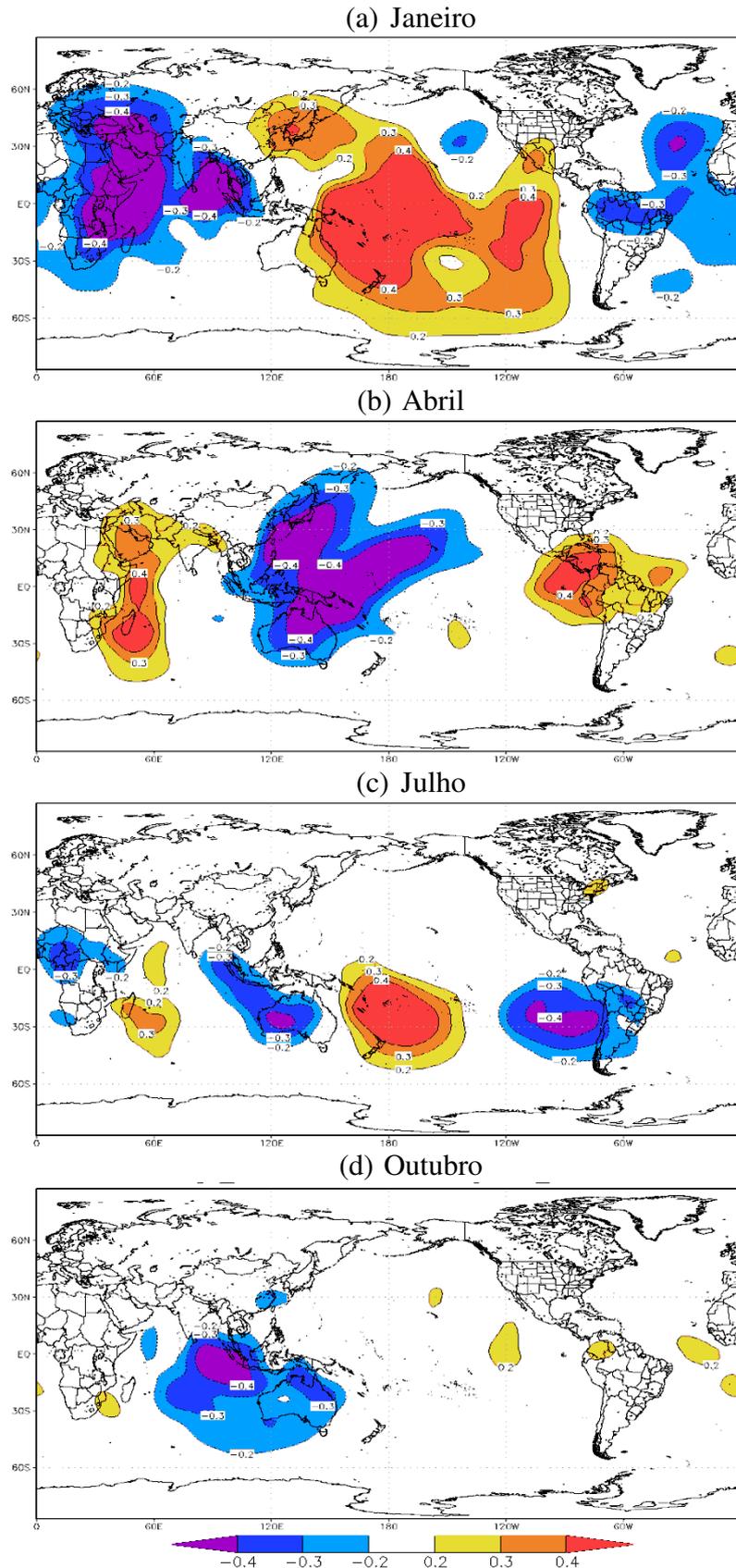


Figura 4.7 – Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

A redução do gelo no Mar de Barents e no mar a oeste da Groenlândia levam a consequências marcantes e de mesmo sinal nos meses de janeiro e abril, principalmente na América do Sul e sobre o oceano Pacífico. Em janeiro, Figuras 4.5(a) e 4.7(a), são observadas anomalias positivas sobre o oceano Pacífico e Austrália, significando aumento de convergência de grande escala em 200 hPa o que deve indicar uma redução da atividade convectiva profunda, enquanto sobre o norte da América do Sul, oceano Índico, leste da África, Oriente Médio e Sudeste Asiático revela-se uma tendência para um aumento dessa atividade convectiva profunda pelo aumento dos setores divergentes na alta troposfera. Em abril, Figuras 4.5(b) e 4.7(b), destaca-se uma diminuição da atividade convectiva profunda sobre o América Central, região Nordeste do Brasil e oeste do Oceano Índico e aumento dessa atividade convectiva no Pacífico e Oceania, associadas, respectivamente, às diferenças positivas e negativas nos campos de  $\chi$  em 200 hPa. Em julho e outubro as diferenças são significativamente menores em ambas as simulações (Figuras 4.5(c) e (d) e 4.7(c) e (d)), assim como são bem mais fracas as diferenças em todas as estações do ano quando se analisa o impacto em  $\chi$  na redução do gelo no mar a leste da Groenlândia (Figura 4.6). Vale destacar ainda a presença de uma espécie de trem de ondas nas anomalias de  $\chi$  em julho no cenário de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia que se propaga da África para à América do Sul atravessando os oceanos Índico e Pacífico (Figura 4.7(c)). A região Sul do Brasil estaria em uma região beneficiada pelo aumento da convecção profunda na região por apresentar anomalias negativas de  $\chi$ , caracterizando aumento de divergência em grande escala em 200 hPa.

As anomalias sazonais de  $\chi$  obtidas com a diferença entre o cenário onde todas as reduções do gelo marinho esperadas no hemisfério norte são incluídas na simulação, cenário denominado de IPCC, estão na Figura 4.8.

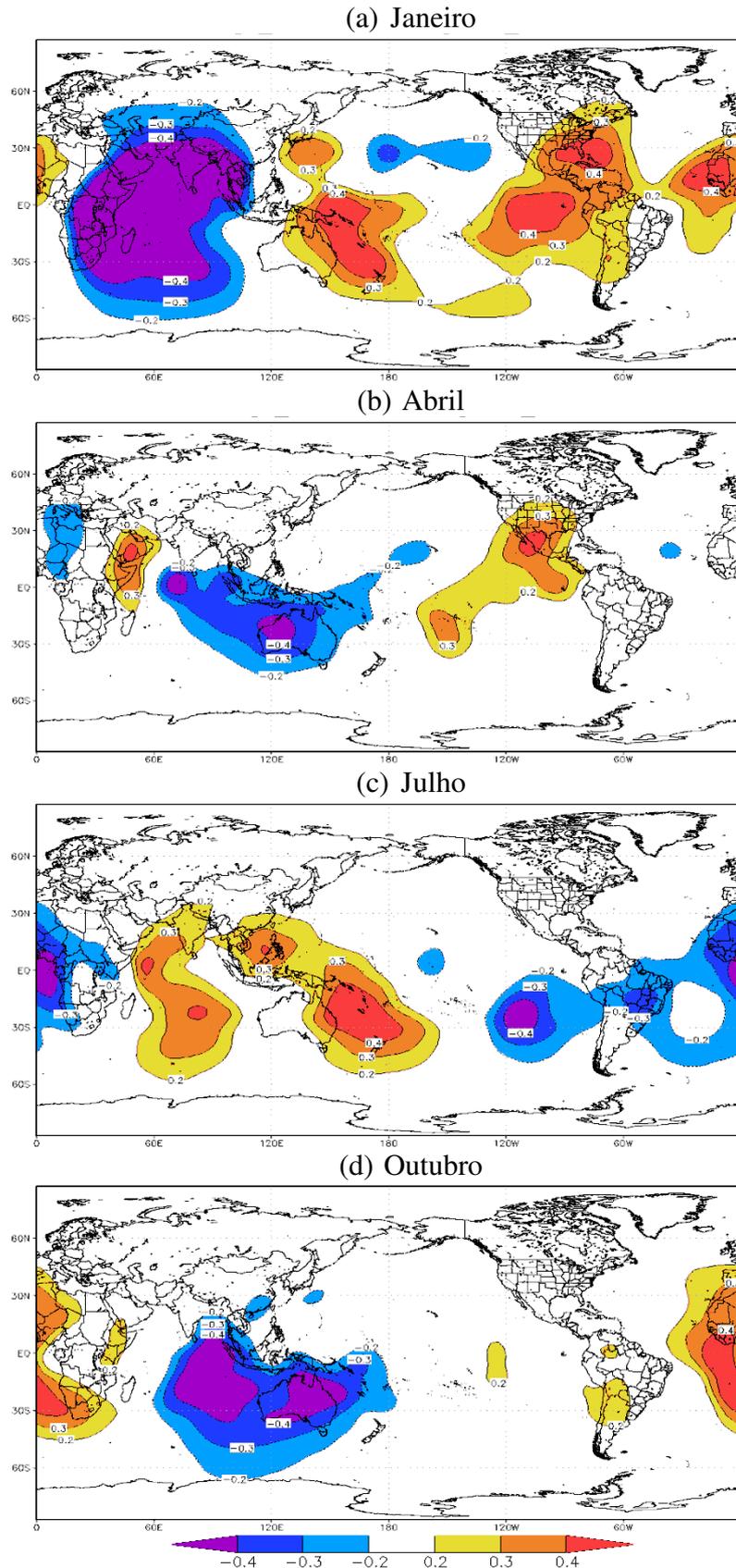


Figura 4.8 – Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação de redução do gelo segundo cenário IPCC e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

Dos campos mostrados, destacam-se em janeiro as anomalias positivas sobre as regiões tropicais do Atlântico Norte e do Pacífico Sul, assim como nas regiões do Golfo do México e noroeste da África (ver Figura 4.8(a)), indicando convergência nestas regiões e diminuição nelas da convecção em grande escala. Neste cenário aparecem como relevantes as anomalias em julho (Figura 4.8(c)), onde se verificam alternâncias de sinais nas anomalias como no cenário de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia, e onde agora aparecem anomalias negativas na região do noroeste da África, Atlântico tropical e no Nordeste do Brasil, indicando um potencial de aumento na convecção profunda na região e na época onde se espera que os distúrbios ondulatórios de leste afetem a precipitação no leste do NEB. Destaca-se ainda a mesma área de anomalias negativas em janeiro no oceano Índico, leste da África e no sudeste da Ásia (Figura 4.8(a)) já ressaltada nos cenários de redução no Mar de Barents e no mar a oeste da Groenlândia. Surge uma marcada alternância sazonal nos sinais das anomalias na Oceania, com anomalias positivas no verão e inverno (Figuras 4.8(a) e (c)) e anomalias negativas na época dos equinócios de outono e primavera (Figuras 4.8(b) e (d)).

As Figuras 4.9, 4.10, 4.11 e 4.12 apresentam as anomalias da função de corrente calculadas entre as simulações com os cenários de redução do gelo marinho no Mar de Barents, nos mares a leste e oeste da Groenlândia e no experimento denominado IPCC.

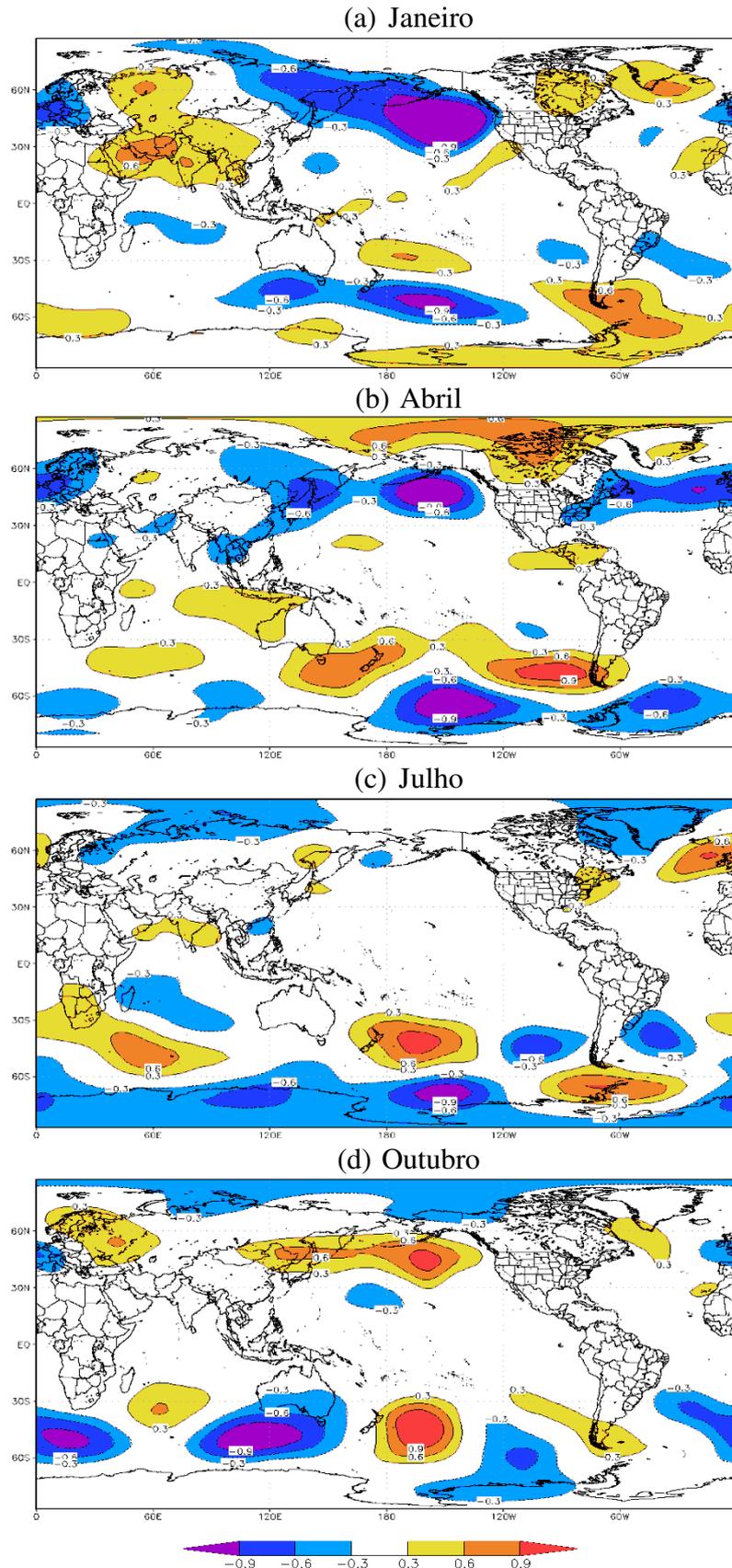


Figura 4.9 – Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação com o cenário de redução de gelo no Mar de Barents e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

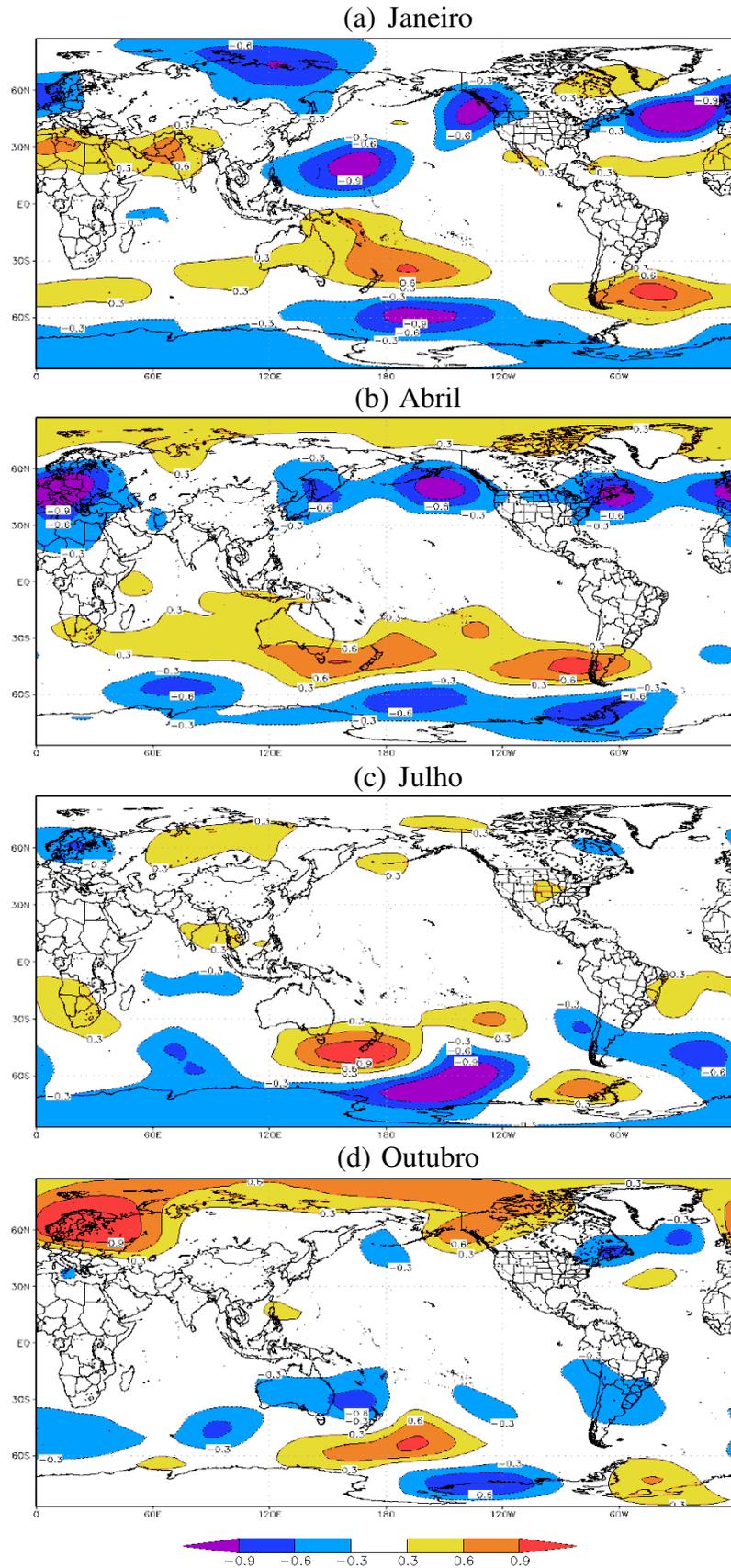


Figura 4.10 – Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a leste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

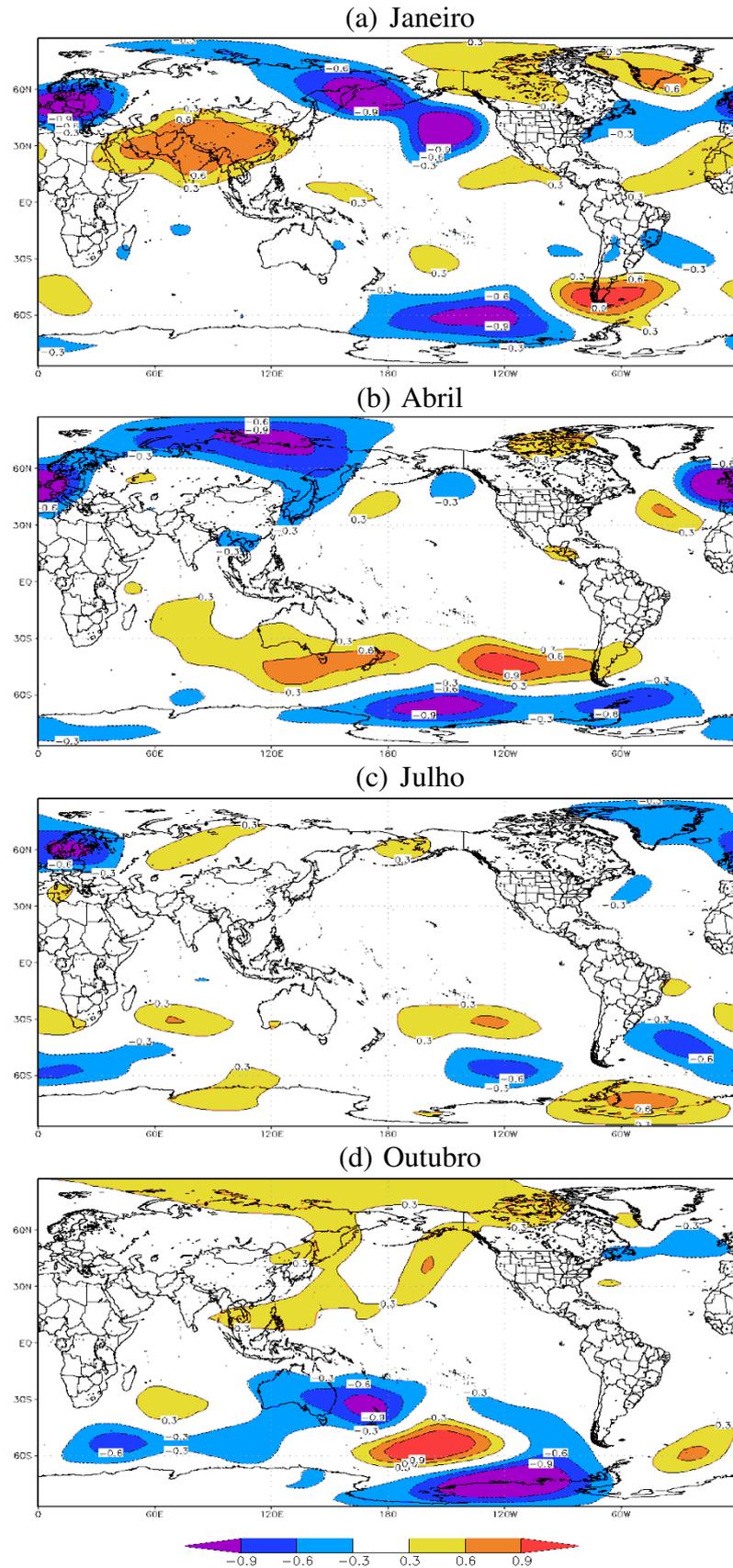


Figura 4.11 – Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação com o cenário de redução de gelo no mar a oeste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

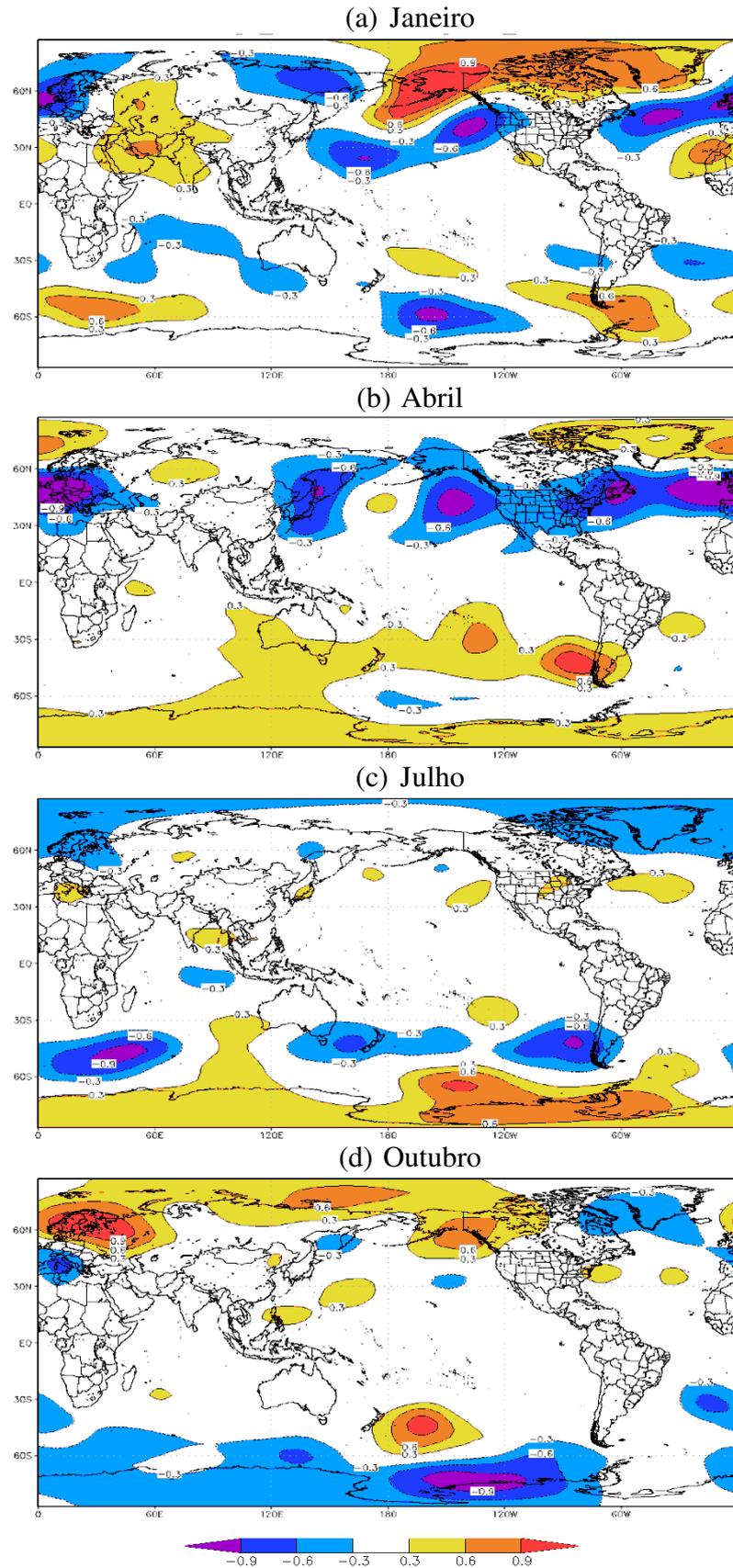


Figura 4.12 – Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação de redução do gelo marinho segundo cenário IPCC e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

A atividade ciclônica na baixa troposfera parece se intensificar ao sul da América do Sul em janeiro e abril nos quatro experimentos como pode ser visto nas Figuras 4.9(a) e (b), 4.10(a) e (b), 4.11(a) e (b) e 4.12(a) e (b). Destaca-se uma intensificação na vortacidade anticiclônica na costa da região sul do Brasil nos meses de julho (inverno) e outubro (primavera) no experimento feito com redução de gelo no Mar de Barents (Figuras 4.9(c) e (d)) e no experimento de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia no mês de julho (ver Figura 4.11(c)). No mês de julho, na costa do nordeste do Brasil, aparece uma anomalia positiva nos experimentos referentes à redução do gelo nos mares do entorno da Groenlândia, tanto a leste como a oeste (Figuras 4.10(c) e 4.11(c)) evidenciando um aumento na atividade convectiva na época em que estão mais atuantes os distúrbios ondulatórios de leste (DOL). Com exceção do experimento de redução do gelo a leste da Groenlândia, todos os demais experimentos em janeiro apresentam uma intensificação da vortacidade anticiclônica na costa Atlântica na altura da região sudeste do Brasil, provavelmente indicando uma intensificação da vortacidade anticiclônica num ambiente já anticiclônico associado à ASAS (Figuras 4.9(a), 4.11(a) e 4.12(a)). Esse tipo de anomalia aparece também nas simulações de redução do gelo no Mar de Barents e no mar a oeste da Groenlândia em julho com um certo deslocamento mais para sul (Figuras 4.9(c) e 4.10(c)).

Nas Figuras de 4.13 a 4.16, estão representados os campos das diferenças do movimento vertical em 500 hPa entre as simulações de redução do gelo marinho e o caso controle, representando as variações sazonais através dos meses de janeiro, abril, julho e outubro, cada um correspondente a uma das estações do ano. Os resultados, na sequência, referem-se aos cenários impostos a redução do gelo no Mar de Barents, nos mares a leste e oeste da Groenlândia e no cenário denominado de IPCC.

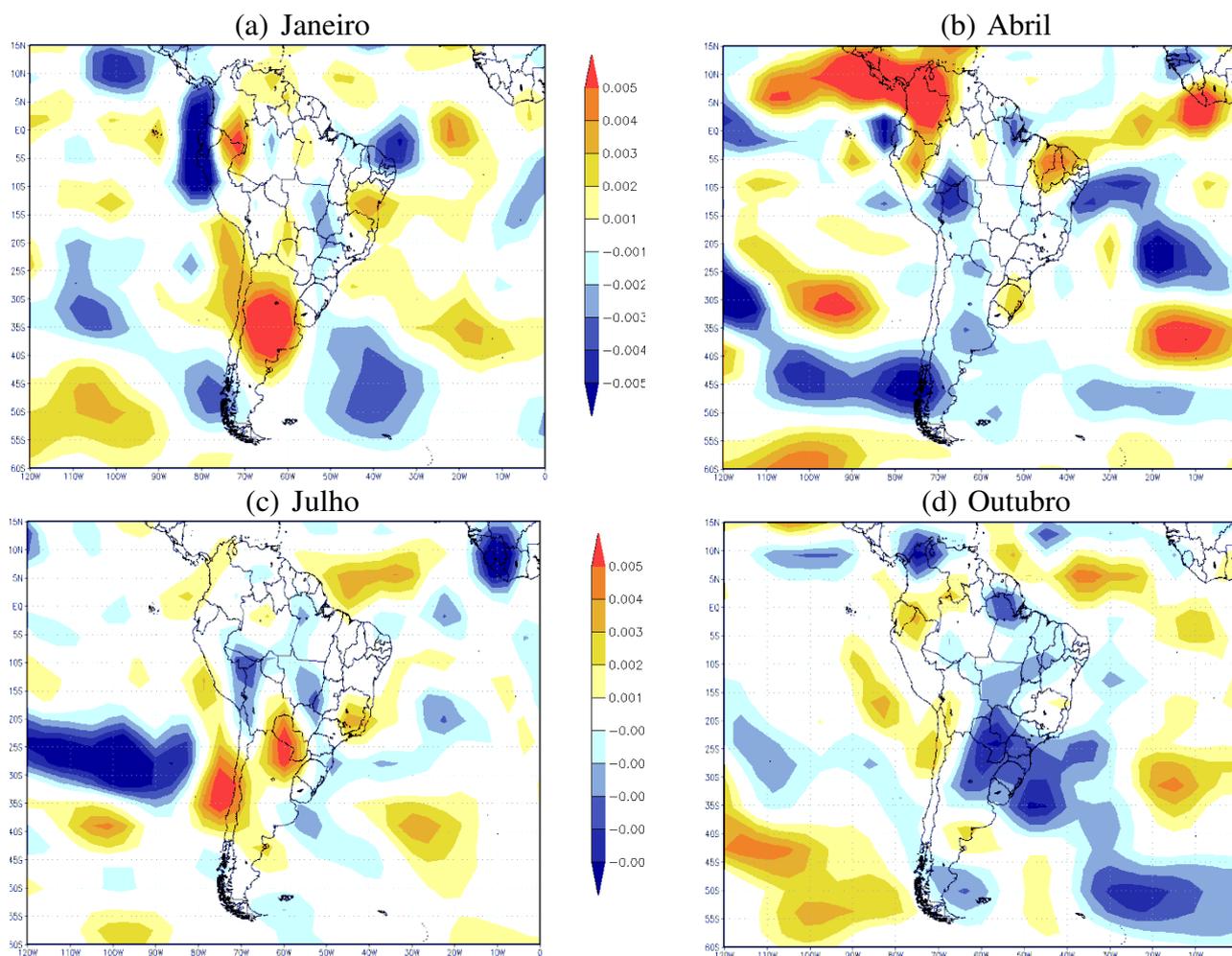


Figura 4.13 – Diferenças nos campos do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no Mar de Barents e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

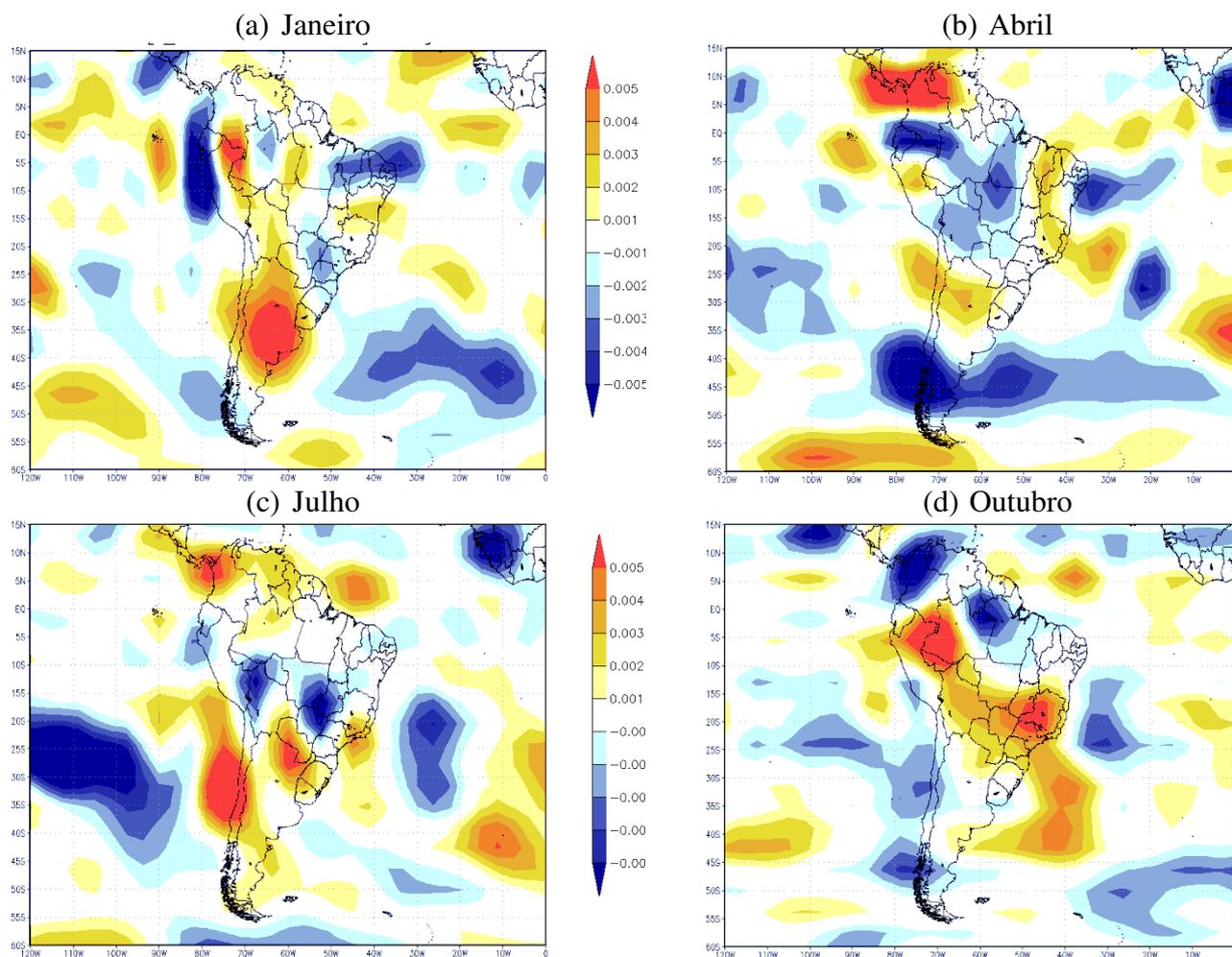


Figura 4.14 – Diferenças nos campos do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a leste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

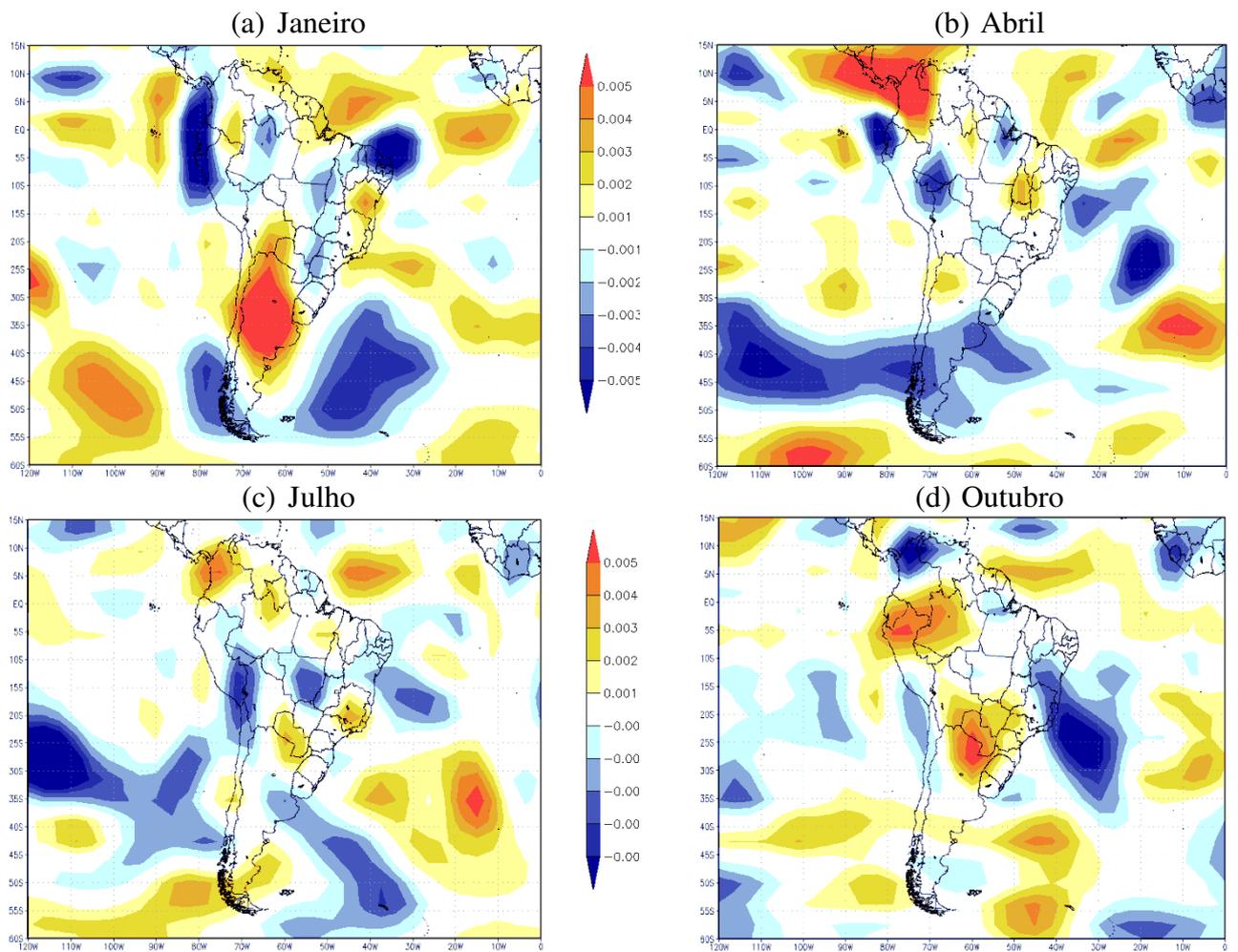


Figura 4.15 – Diferenças nos campos do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

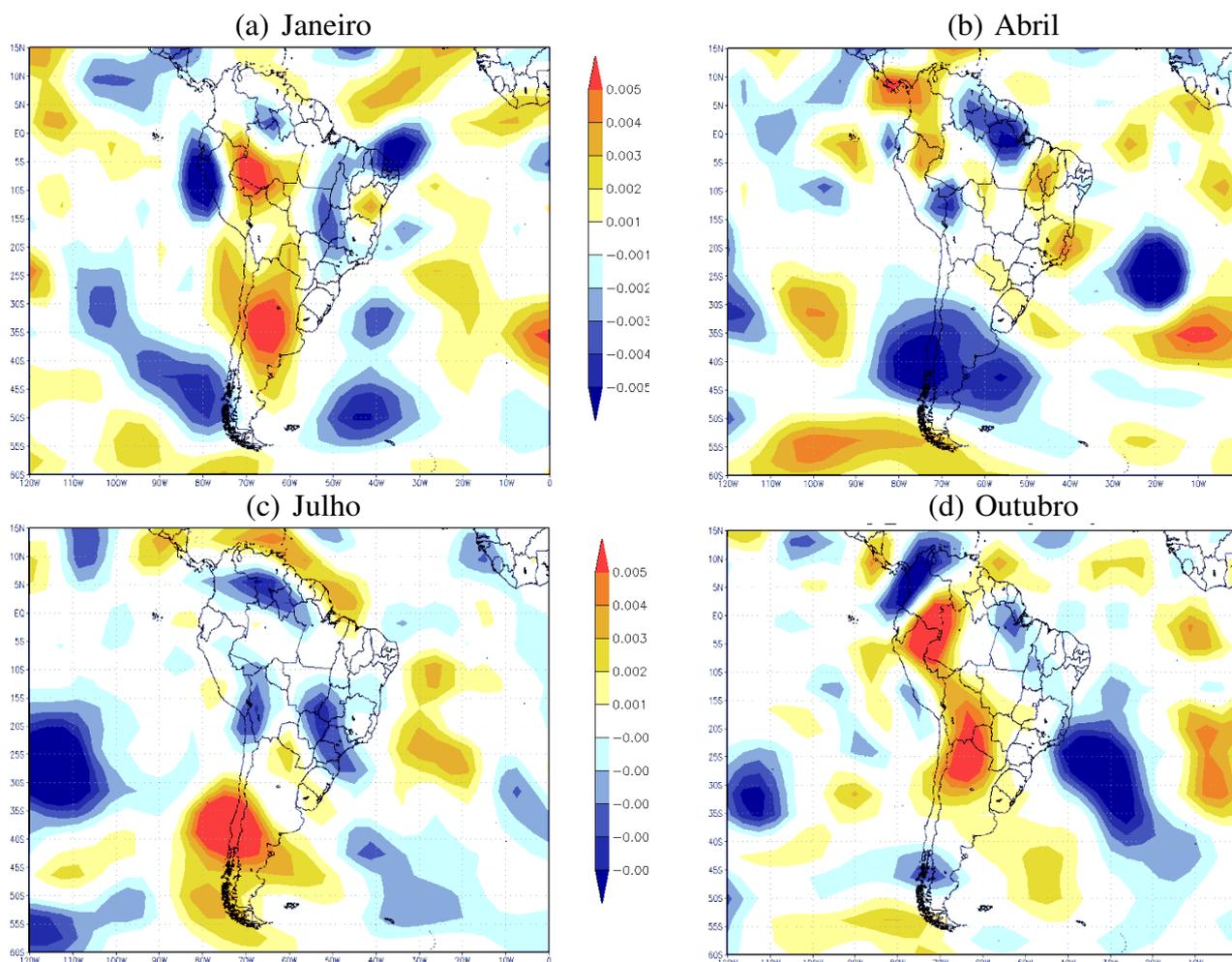


Figura 4.16 – Diferenças nos campos do movimento vertical (Pa/s) no nível de 500 hPa entre a simulação de redução do gelo segundo cenário IPCC e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

Tendo em conta que movimentos verticais ascendentes estão associados com formação de nuvens e possibilidade de precipitação, observa-se em todos os cenários no mês de janeiro (Figuras 4.13(a), 4.14(a), 4.15(a) e 4.16(a)), diferenças positivas de omega associadas à diminuição do movimento vertical ascendente na parte central da Argentina e um aumento deste movimento (diferenças negativas omega) na costa norte do nordeste brasileiro e na costa noroeste do continente sul-americano, afetando o Equador e o Peru. Nos oceanos Pacífico e Atlântico, em latitudes superiores a  $30^{\circ}$ , observa-se um aumento do movimento vertical ascendente, tanto em janeiro (Figuras 4.13(a), 4.14(a), 4.15(a) e 4.16(a)) quanto em abril (Figuras 4.13(b), 4.14(b), 4.15(b) e 4.16(b)), associados provavelmente a uma intensificação dos ciclones migratórios comuns à essa região. Em abril, percebe-se anomalias positivas e negativas vizinhas em faixas da região norte do nordeste do Brasil, revelando possivelmente um deslocamento da Zona de Convergência Intertropical. Em todos os experimentos em

janeiro, é possível discernir um leve aumento dos movimentos ascendentes na região preferencial de localização da Zona de Convergência do Atlântico Sul, onde se espera uma intensificação deste sistema face à redução do gelo marinho no hemisfério norte. Em julho (Figuras 4.13(c), 4.14(c) 4.15(c) e 4.16(c)), revela-se um aumento do movimento ascendente no Pacífico em latitudes entre  $20^{\circ}$  e  $40^{\circ}$  S e no Atlântico entre  $40^{\circ}$  e  $60^{\circ}$  S, muito provavelmente ligado a uma intensificação dos sistemas frontais. Em julho, dependendo de onde for aplicada a redução do gelo, são observadas diferentes tendências nas anomalias do movimento vertical na região do Atlântico onde fica localizado o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS); nos experimentos de redução do gelo no mar a leste e a oeste da Groenlândia ocorre uma intensificação dos movimentos descendentes (intensificação do ASAS) na região correspondente a  $10^{\circ}$  W (Figuras 4.14(c) 4.15(c)), o que não é observado no experimento com redução do gelo no Mar de Barents (Figura 4.13(c)) e no experimento denominado de IPCC (Figura 4.16(d)).

A troca de sinais nas anomalias do movimento vertical em julho na região compreendida entre o Paraguai (anomalias positivas) e os estados do Mato Grosso e Mato do Grosso do Sul (anomalias negativas) em todos os experimentos revela um deslocamento da posição do ASAS que passaria a penetrar menos para o interior do país, permitindo também um deslocamento dos sistemas oriundos das latitudes médias nesta época do ano. Como esta é a época em que o ASAS se intensifica dentro do continente, isso pode significar uma diminuição na intensidade deste sistema que é caracterizado por movimentos descendentes. Outra resposta que pode ser observada em todos os experimentos é o aparecimento de anomalias positivas que se estendem da África até a costa do nordeste do Brasil em julho, revelando um aumento no movimento vertical ascendente nesta região que pode estar associado com o deslocamento dos cavados que caracterizam os distúrbios ondulatórios de leste e levam precipitação à essa região nesta época do ano (Figuras 4.13(c), 4.14(c) 4.15(c) e 4.16(c)). Em outubro, época do início da estação chuvosa nas regiões centro-oeste e sudeste do Brasil, preocupa a diminuição do movimento vertical que aparece nessas regiões nos experimentos de redução do gelo nos mares a leste e a oeste da Groenlândia e no experimento do IPCC (Figuras 4.14(d), 4.15(d), 4.16(d)). Cabe ressaltar, no entanto, que o experimento referente à diminuição do gelo no Mar de Barents apresenta um resultado oposto (Figura 4.13(d)) onde fica evidente uma vasta região de anomalias associadas à intensificação do movimento vertical ascendente que favorece o início de chuva na região.

### **4.3 Efeitos das mudanças climáticas sobre sistemas meteorológicos tropicais e subtropicais**

Os efeitos da redução do gelo marinho sobre os padrões de precipitação na América do Sul são descritos a seguir, mostrando os resultados de cada um dos experimentos conduzidos com o modelo SPEEDY. Inicialmente são analisados os sistemas meteorológicos tropicais e subtropicais, principalmente os efeitos decorrentes dos cenários de redução do gelo marinho sobre a Zona de Convergência Intertropical e a Zona de Convergência do Atlântico Sul, sistemas responsáveis por determinar as chuvas em vasta área deste continente. Nos subitens seguintes, são analisados os impactos sobre a precipitação em cada região geográfica da América do Sul.

#### **4.3.1 Zona de Convergência Intertropical**

A posição, o deslocamento e a intensidade dos movimentos convectivos na ZCIT definem a quantidade e a época de ocorrência da precipitação ao norte do continente sul-americano incluindo a região Nordeste do Brasil.

Nas figuras a seguir estão apresentados os campos da precipitação obtidos através das diferenças entre as diversas simulações de redução do gelo marinho e o caso controle em cada uma das estações do ano, representadas pelos meses de janeiro, abril, julho e outubro. Inicialmente, cada um dos seis experimentos de redução do gelo marinho (Mar de Barents, mar a leste da Groenlândia, mar a oeste da Groenlândia, Baía de Foxe, Baía de Hudson, Mar Ártico) será mostrado individualmente nas Figuras de 4.17 a 4.22 e, em seguida, na Figura 4.23, são apresentados os resultados da simulação do experimento denominado de IPCC, onde todas as reduções do gelo marinho no hemisfério norte foram implementadas simultaneamente.

**(a) Simulação com diminuição de gelo no Mar de Barents**

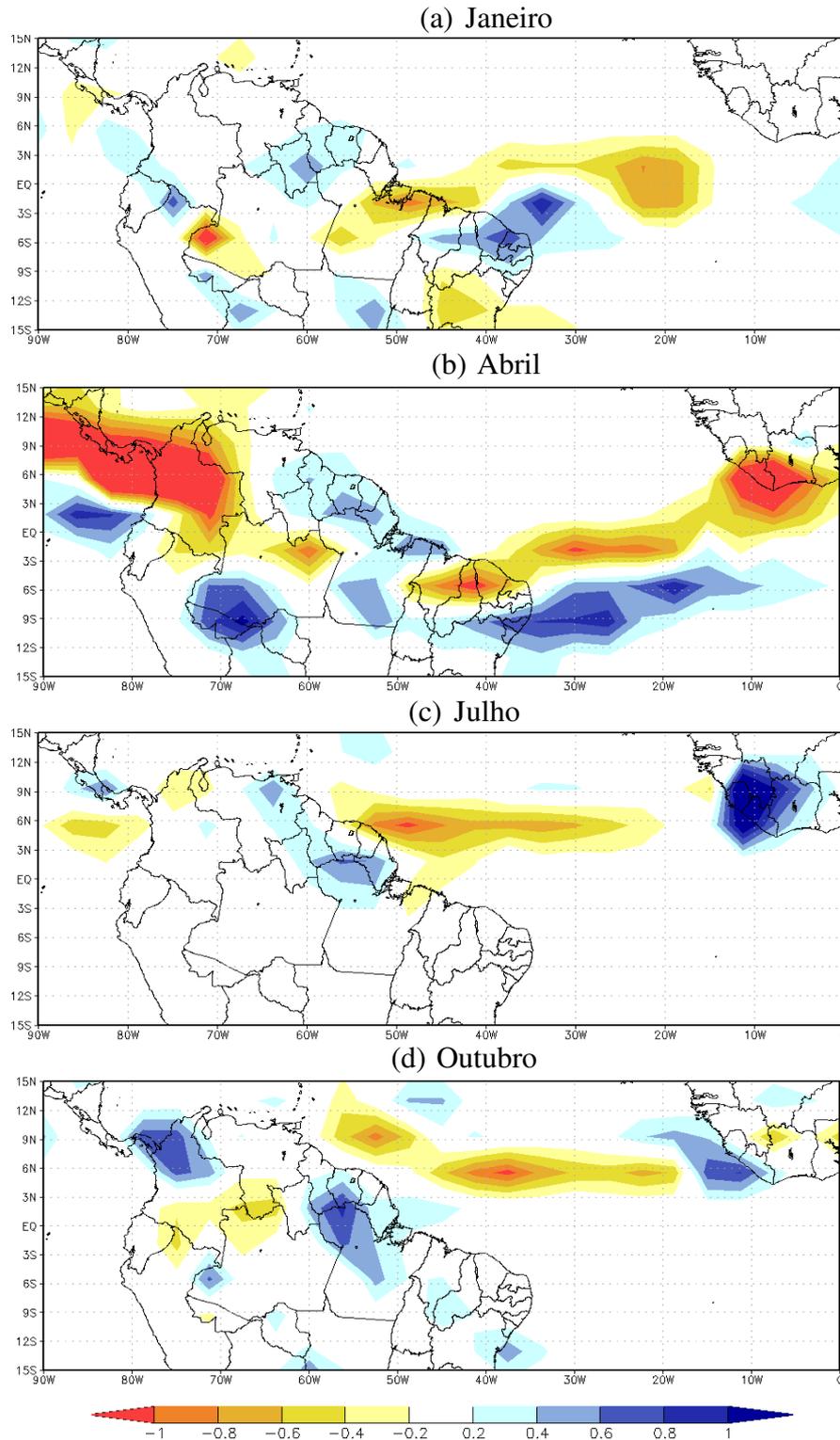


Figura 4.17 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo no Mar de Barents e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

**(b) Simulação com diminuição de gelo marinho a leste da Groenlândia**

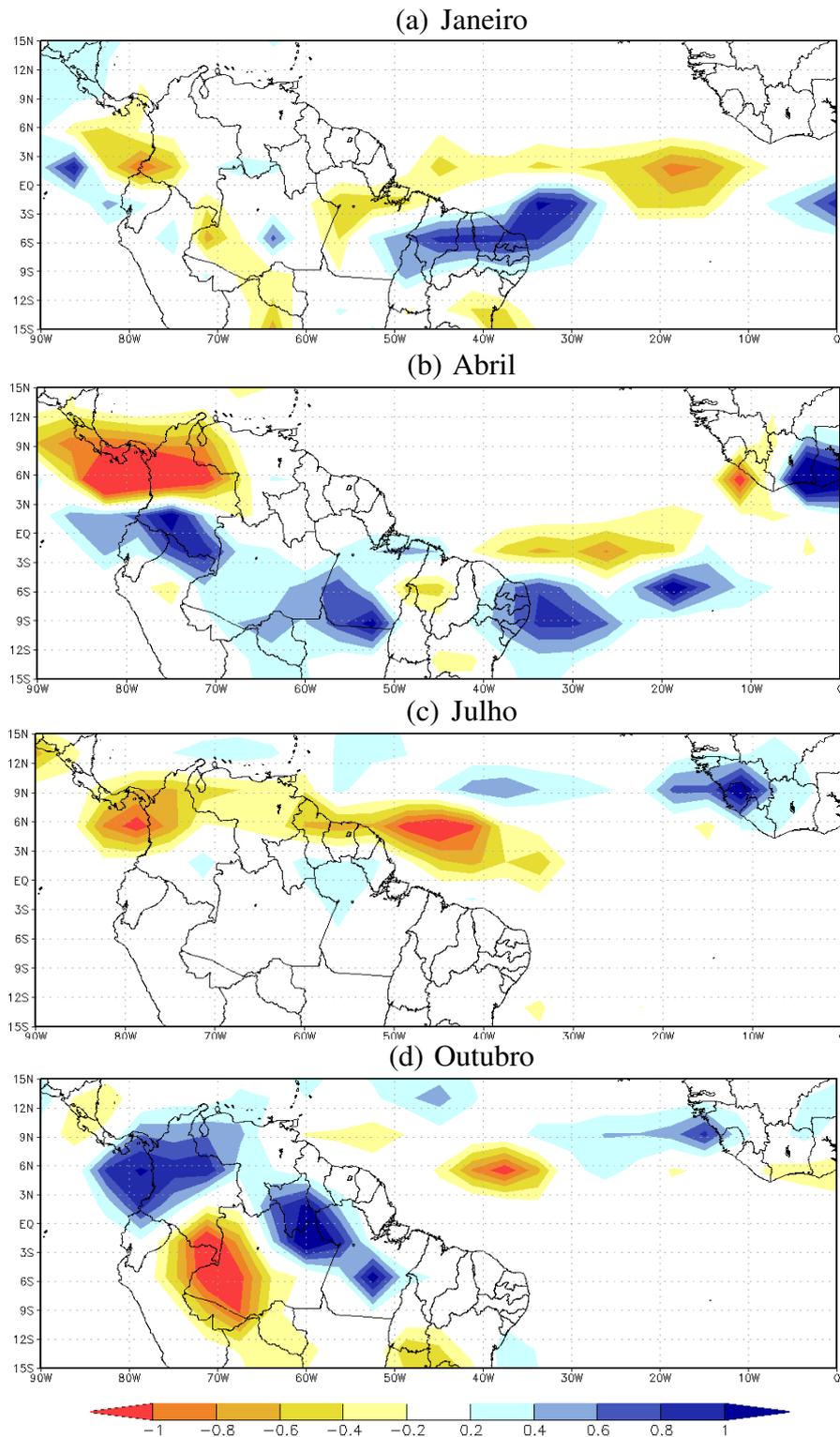


Figura 4.18 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo marinho a leste da Groenlândia e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

**(c) Simulação com diminuição de gelo marinho a oeste da Groenlândia**

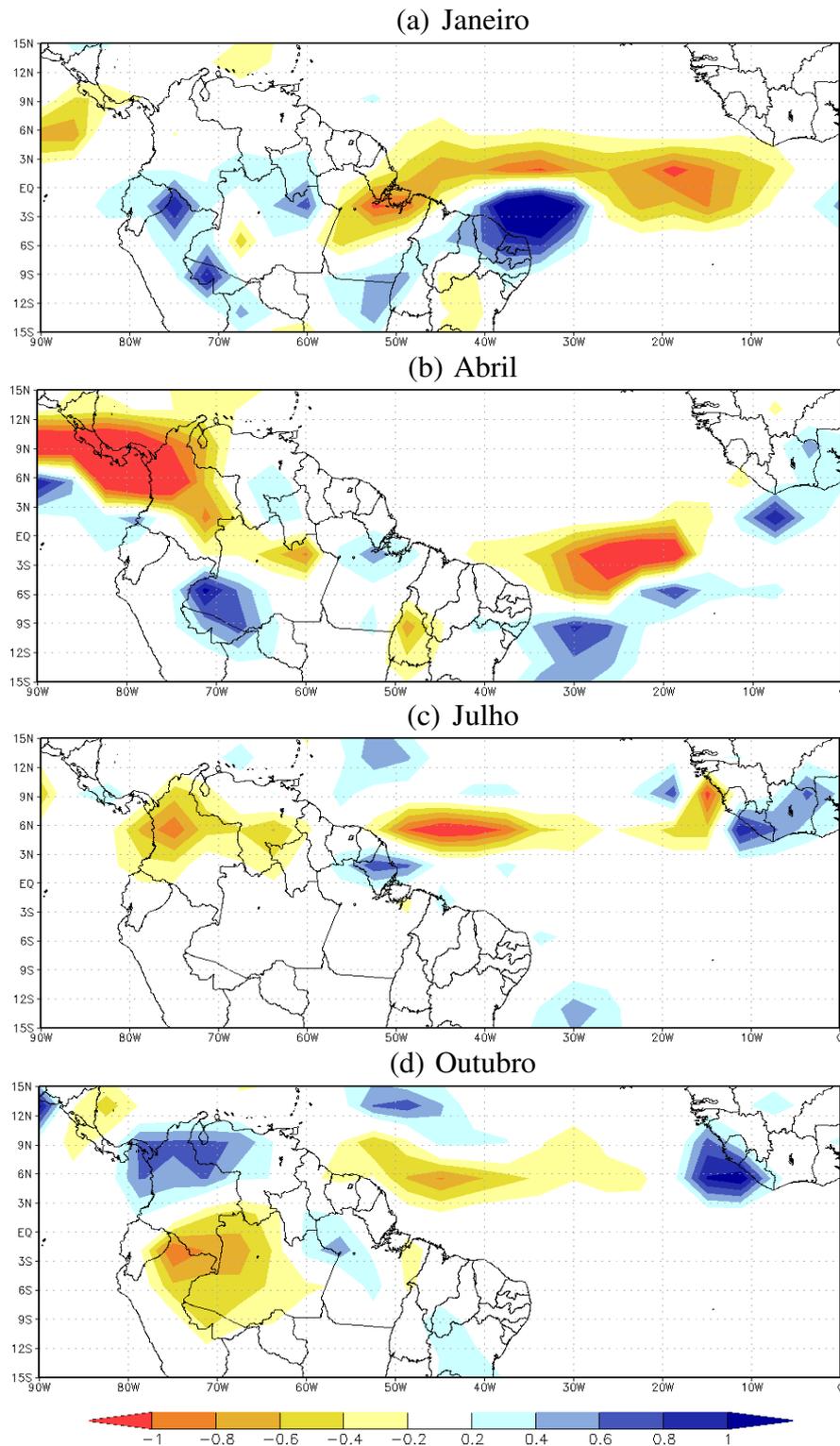


Figura 4.19 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo marinho a oeste da Groenlândia e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

**(d) Simulação com diminuição de gelo marinho na Baía de Foxe**

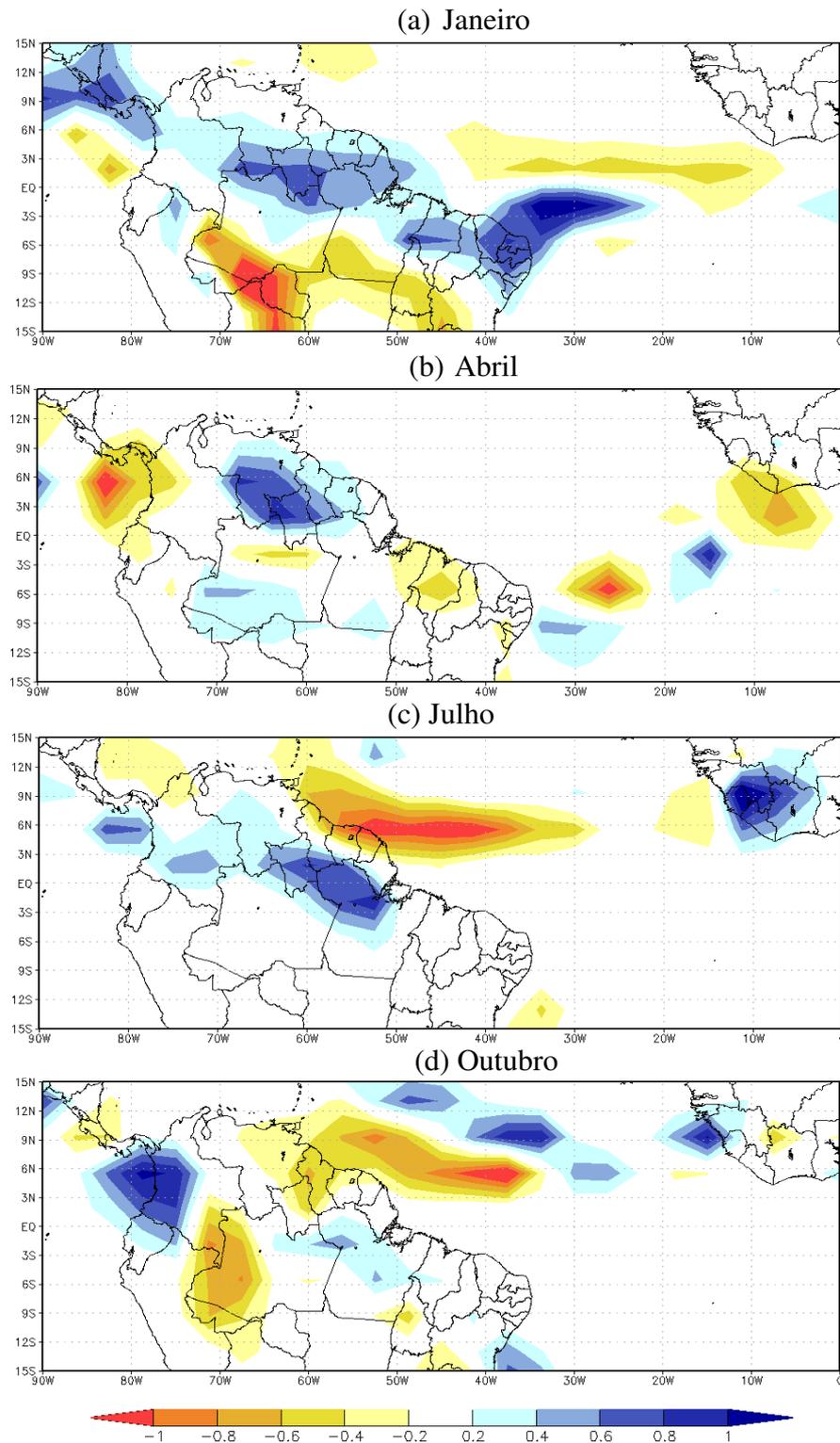


Figura 4.20 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo marinho na Baía de Foxe e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

**(e) Simulação com diminuição de gelo marinho na Baía de Hudson**

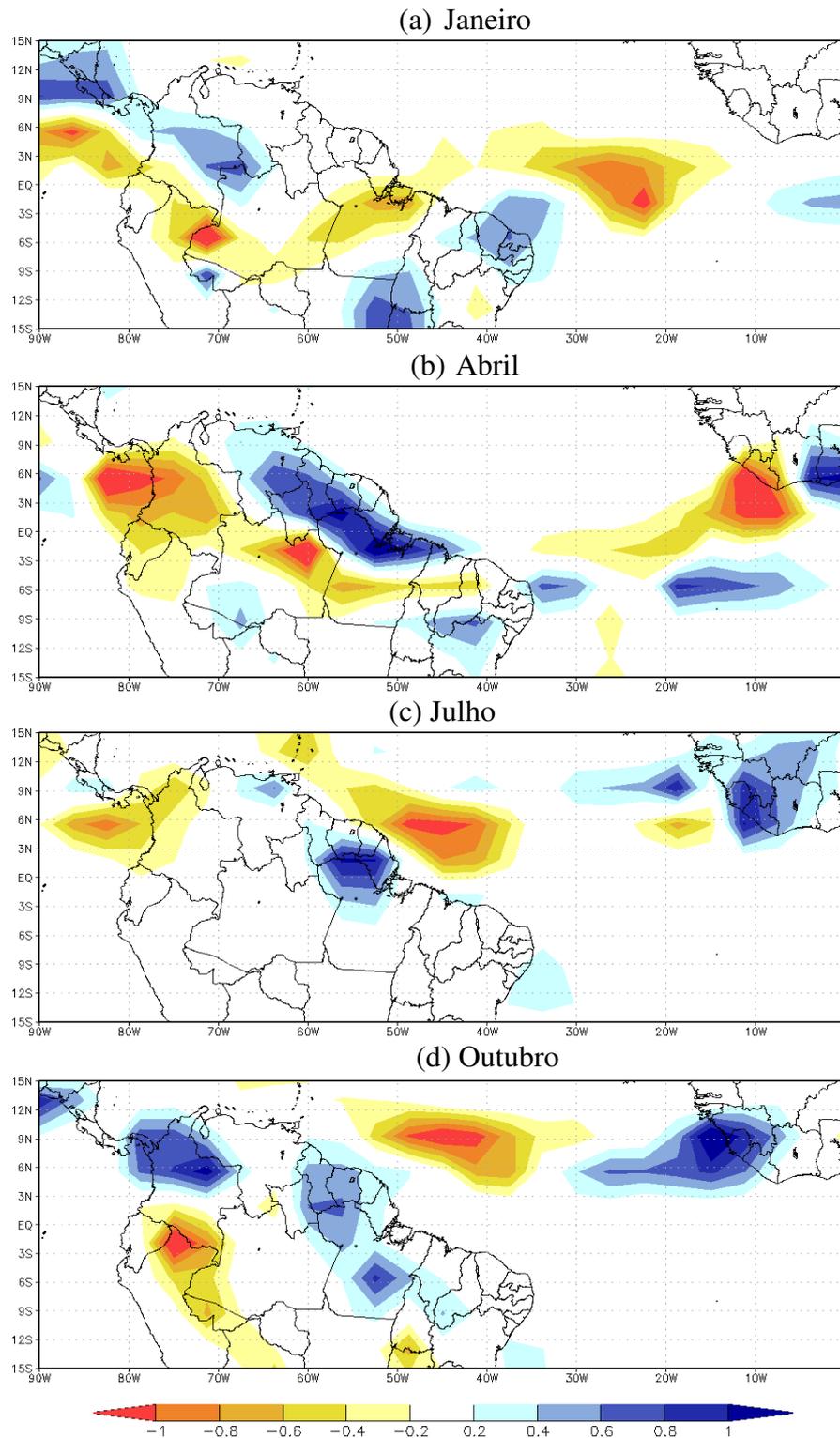


Figura 4.21 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo marinho na Baía de Hudson e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

**(f) Simulação com diminuição de gelo marinho no Mar Ártico**

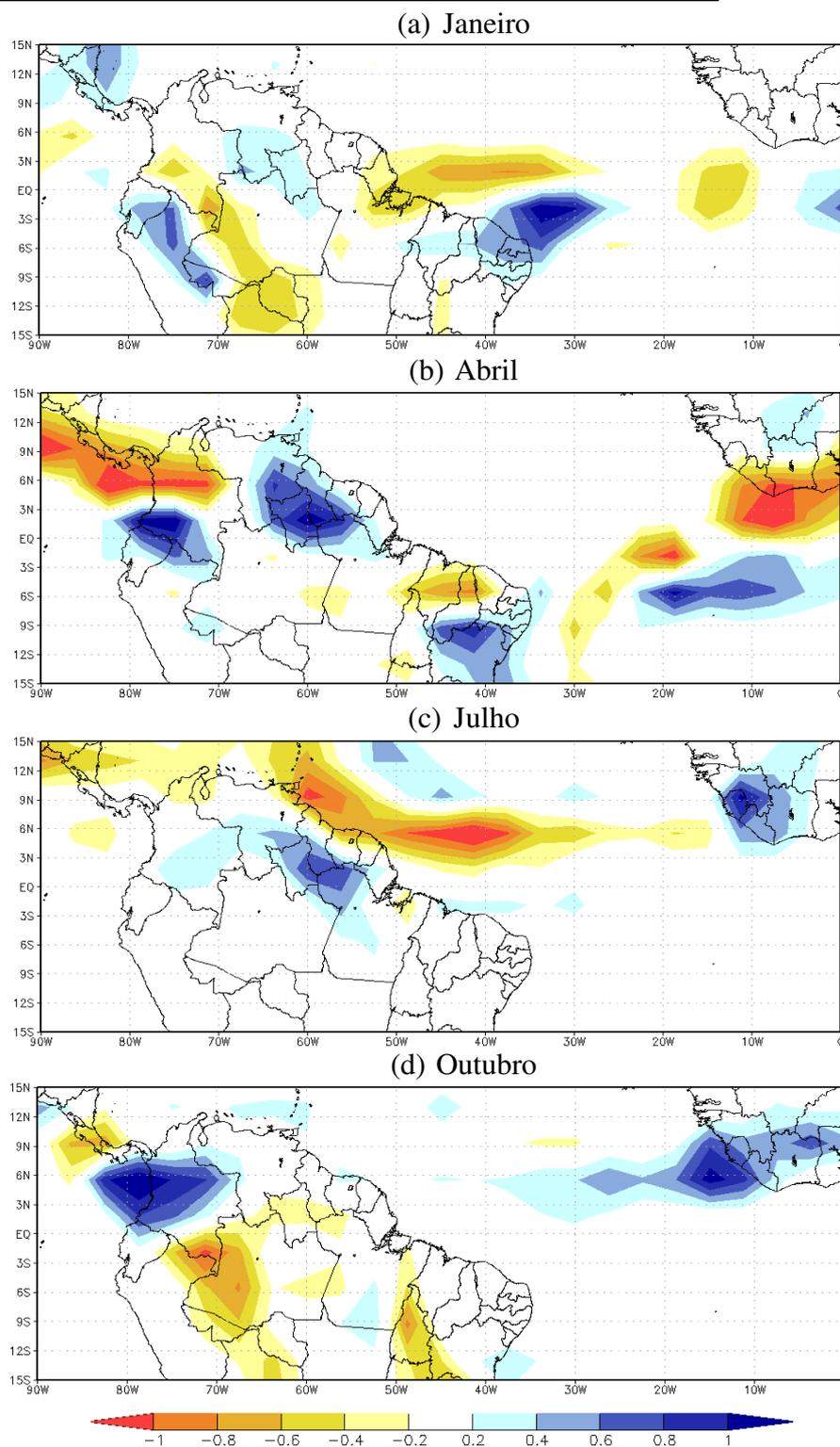


Figura 4.22 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo no Mar Ártico e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

**(g) Simulação com diminuição de gelo usando cenário IPCC**

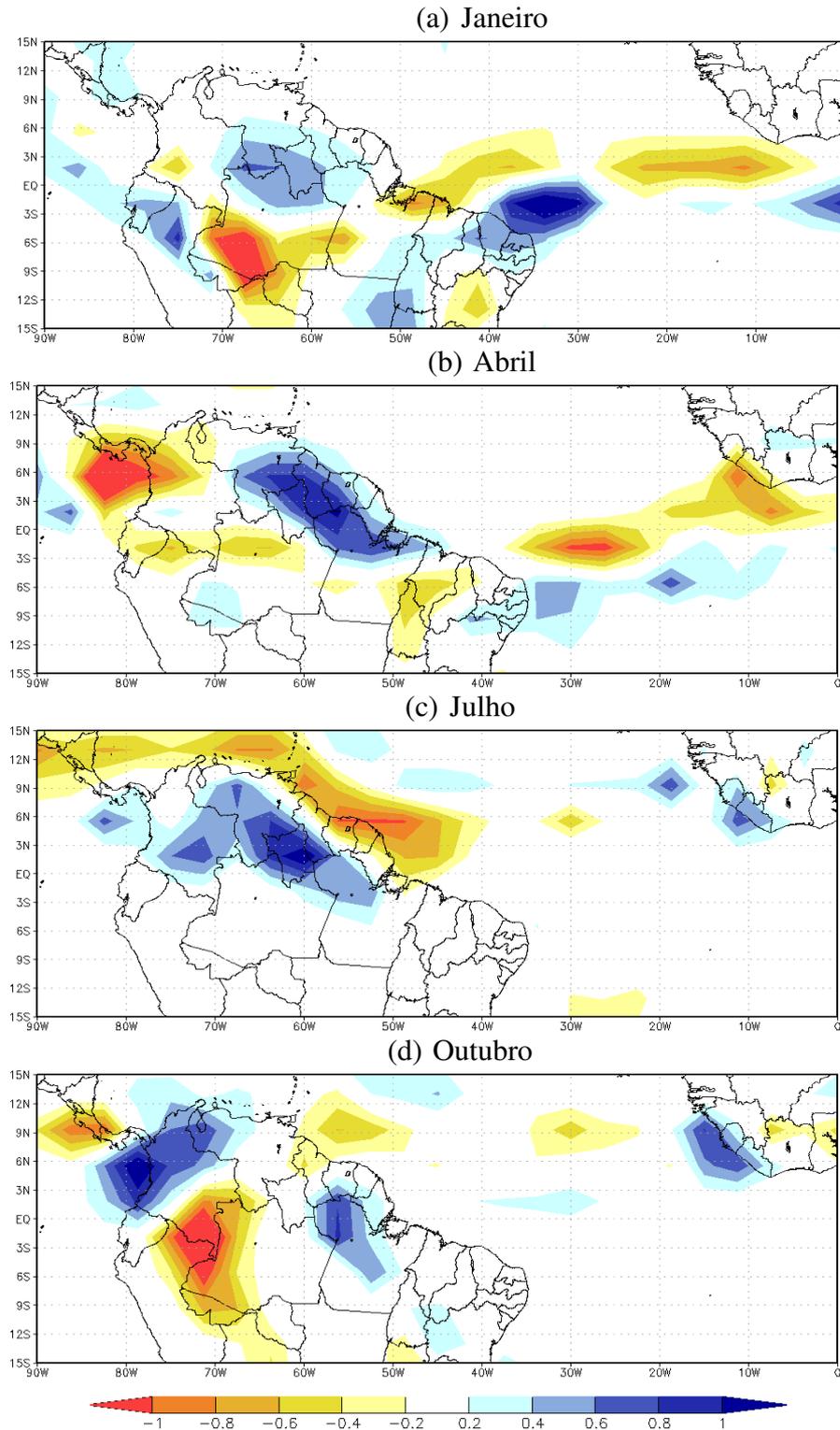


Figura 4.23 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento com o cenário denominado IPCC e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

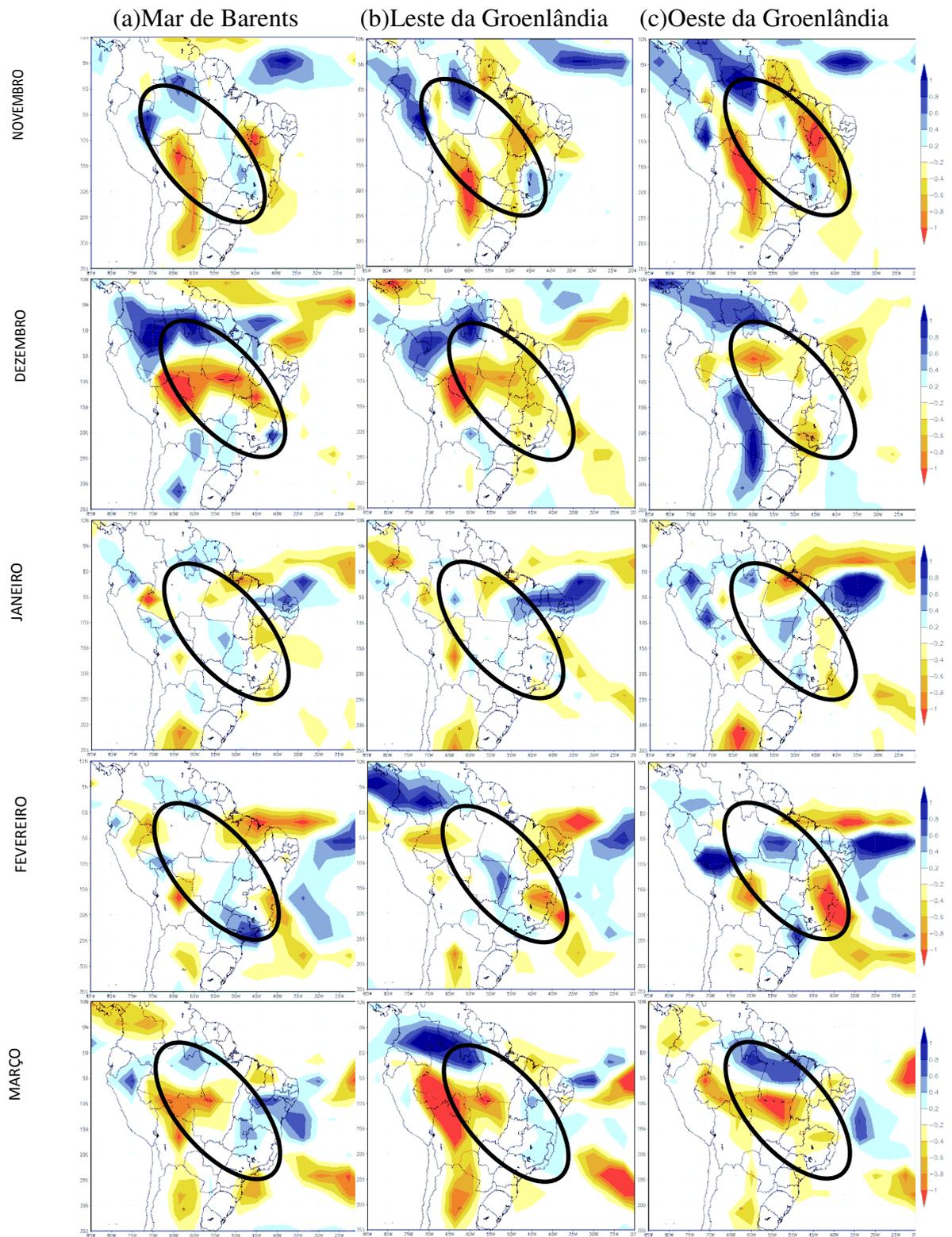
Analisando esses resultados, o que se evidencia é um aumento da precipitação em janeiro sobre o norte do nordeste do Brasil, causado aparentemente pelo deslocamento para

sul da ZCIT. É importante ressaltar que, em todos os experimentos, esse resultado aparece para o mês de janeiro, representativo do verão no hemisfério sul, como pode ser visto nas Figuras 4.17(a), 4.18(a), 4.19(a), 4.20(a), 4.21(a), 4.22(a) e 4.23(a). Nessas mesmas figuras, para janeiro, um aumento de precipitação é perceptível no norte do estado do Amazonas, em Roraima, nas Guianas e no Suriname, principalmente no experimento de redução do gelo na Baía de Foxe (Figura 4.20(a)) e no experimento do IPCC (Figura 4.23(a)). Com exceção do experimento que reduz o gelo marinho no mar a oeste da Groenlândia (Figura 4.19(a)), todos os outros experimentos conduzem à uma diminuição da precipitação a oeste do estado do Amazonas (Figuras 4.17(a), 4.18(a), 4.20(a), 4.21(a), 4.22(a) e 4.23(a)), o que pode diminuir a reposição das águas nas nascentes dos rios da região amazônica. Em abril, além do aparente deslocamento da ZCIT mais para o sul, aumentando a precipitação no nordeste do Brasil, ressalta-se a diminuição de chuvas na Colômbia (Figuras 4.17(b), 4.18(b), 4.19(b), 4.20(b), 4.21(b), 4.22(b) e 4.23(b)). Em julho e outubro, o que se sobressai é o aumento da precipitação no noroeste da África observado em todos os experimentos (Figuras 4.17(c) e (d), 4.18(c) e (d), 4.19(c) e (d), 4.20(c) e (d), 4.21(c) e (d), 4.22(c) e (d), e 4.23(c) e (d)) e um aumento da precipitação em julho no norte dos estados do Amazonas, Roraima e Pará e na Guiana principalmente na simulação com o cenário do IPCC (Figura 4.23(c)). Em outubro, observa-se, em todos os experimentos, um aumento da chuva na Colômbia e uma diminuição no norte do Peru (Figuras 4.17(d), 4.18(d), 4.19(d), 4.20(d), 4.21(d), 4.22(d) e 4.23(d)). Apenas o experimento de diminuição do gelo no Mar de Barents não revela uma diminuição acentuada da precipitação no Peru no mês de outubro (Figura 4.17(c)).

### **4.3.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul**

Nos meses de verão do hemisfério sul, a América do Sul apresenta como ponto marcante, em termos de sistemas meteorológicos, a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul, que impacta a região que se estende da Amazônia e vai até o Atlântico, passando pela região centro-oeste do Brasil e influenciando o regime de precipitações nas regiões sudeste e sul do país. A diferença entre anos normais ou secos nessas importantes regiões que detêm a maior parte da produção agrícola nacional, os principais reservatórios que geram energia hidroelétrica e de abastecimento d'água, pode significar abundância ou escassez de recursos. No país, ainda não foi esquecido o ano de 2001, o ano do “apagão”, que teve como característica principal a falta do estabelecimento de ZCAS durante quase todo o verão (CPTEC/Boletim Climanálise, 2000; 2001). Saber se esse sistema meteorológico continuará a se estabelecer com frequência regular ou se será positiva ou negativamente impactado por mudanças climáticas é fundamental.

Na Figura 4.24, foram colocadas as anomalias de novembro a março dos campos de precipitação calculadas a partir das diferenças entre os cenários de redução do gelo no mar e a condição de controle nas simulações com o modelo SPEEDY.



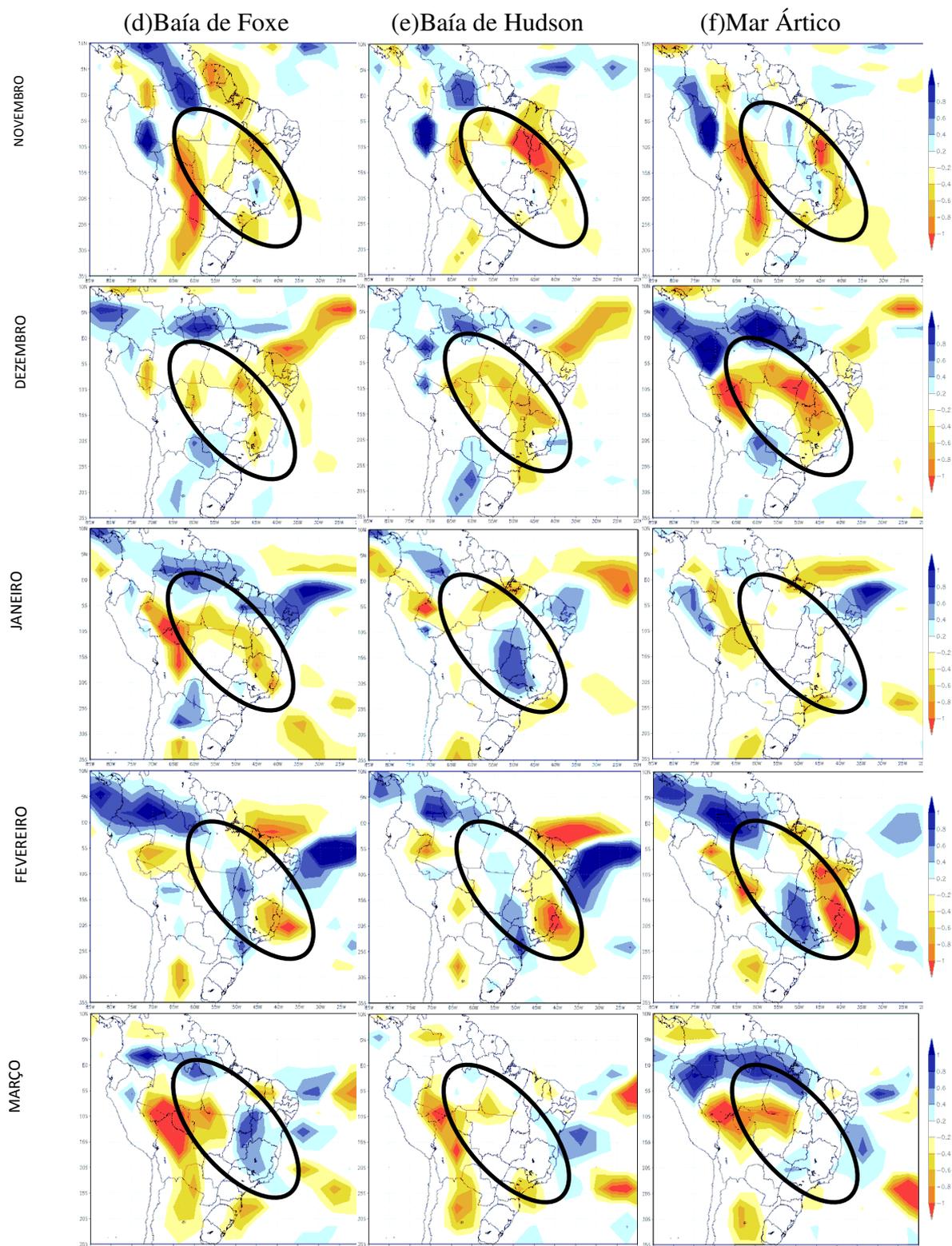


Figura 4.24 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) encontradas nos meses de novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março entre os experimentos de diminuição do gelo marinho e o experimento controle nos mares (a) Barents, (b) leste da Groenlândia, (c) oeste da Groenlândia, (d) Baía de Foxe, (e) Baía de Hudson e (f) Ártico.

As simulações com a diminuição do gelo marinho em novembro no Mar de Barents, oeste da Groenlândia e Mar Ártico conduzem a um aumento na precipitação na banda

noroeste sudeste que corta a Amazônia e se estende até a região sudeste (essa é a região da ZCAS) passando especificamente por Minas Gerais. Em dezembro, o que se observa em todas as seis simulações é uma redução da chuva na região da ZCAS e uma intensificação da chuva na região do Paraguai, provavelmente relacionada ao surgimento e/ou intensificação dos Complexos Convectivos de Mesoescala. Segundo VELASCO e FRITSCH (1987), aparecem quando o JBN, que alimenta as ZCAS quando de direção noroeste, toma direção sul indo alimentar com umidade os sistemas de mesoescala que tem origem naquela região. Pela análise da Figura 4.24, destacam-se ainda os meses de janeiro, fevereiro e março, onde, na maioria dos experimentos, verifica-se um aumento da taxa de precipitação na região da ZCAS. Essa intensificação é mais evidente em todos os experimentos no mês de fevereiro e em todos os experimentos no mês de março, excetuando-se o cenário estabelecido para o mar a oeste da Groenlândia. Em janeiro, destacam-se o aumento da precipitação nos experimentos com redução do gelo no Mar de Barents, mar a leste da Groenlândia, mar a oeste da Groenlândia e Mar de Hudson.

#### **4.4 Efeitos das mudanças climáticas sobre os padrões da precipitação regional**

As análises a seguir são feitas enfatizando as alterações nos padrões de precipitação decorrentes da redução do gelo no mar no hemisfério norte. Para tanto, os campos das diferenças de precipitação apresentados referem-se ao experimento IPCC cuja simulação incluiu como condição de contorno todas as reduções esperadas para o gelo marinho no hemisfério norte e descritas no capítulo de metodologia.

##### **4.4.1 Região Amazônica**

Na Figura 4.25, estão mostradas as alterações resultantes das simulações nos padrões de precipitação sobre a região Amazônica, quando se considera o experimento denominado IPCC.

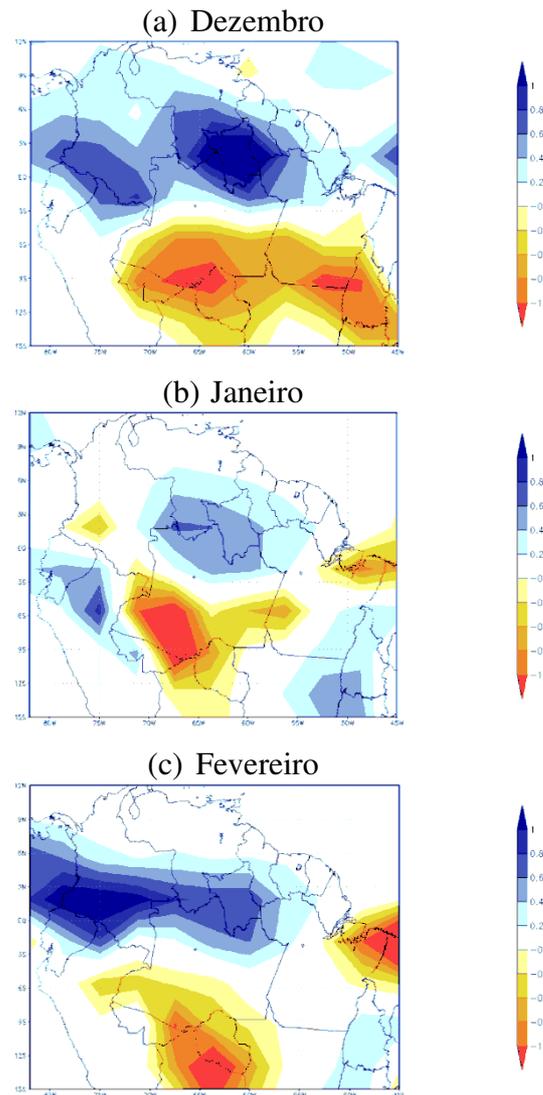


Figura 4.25 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo denominado de IPCC e o experimento controle, nos meses de (a) dezembro, (b) janeiro, (c) fevereiro e nos meses de (d) junho, (e) julho e (f) agosto, na região Amazônica da América do Sul.

As figuras revelam um aumento na precipitação sobre os afluentes do rio Amazonas situados na margem esquerda em todos os meses analisados e uma diminuição ou permanência nos níveis atuais da chuva na margem à direita do rio, neste cenário que aplica a redução do gelo marinho em todas as regiões do hemisfério norte. O estado de Roraima passará a receber mais chuva em todos os meses analisados e mostrados na Figura 4.25, enquanto que, em Rondônia e no sul do estado do Amazonas, as chuvas se reduzirão em dezembro, janeiro e fevereiro. Nos meses de junho e julho (figuras não mostradas), além de Roraima, espera-se uma intensificação nas taxas de precipitação no norte do estado do Pará.

#### 4.4.2 Região Nordeste do Brasil

Foram destacados os meses de fevereiro a junho para a descrição das alterações nos padrões de precipitação sobre a região nordeste do Brasil (NEB). Na Figura 4.26, estão mostradas as alterações nos padrões de precipitação resultantes das simulações de redução do gelo marinho em todo o hemisfério norte (experimento denominado IPCC).

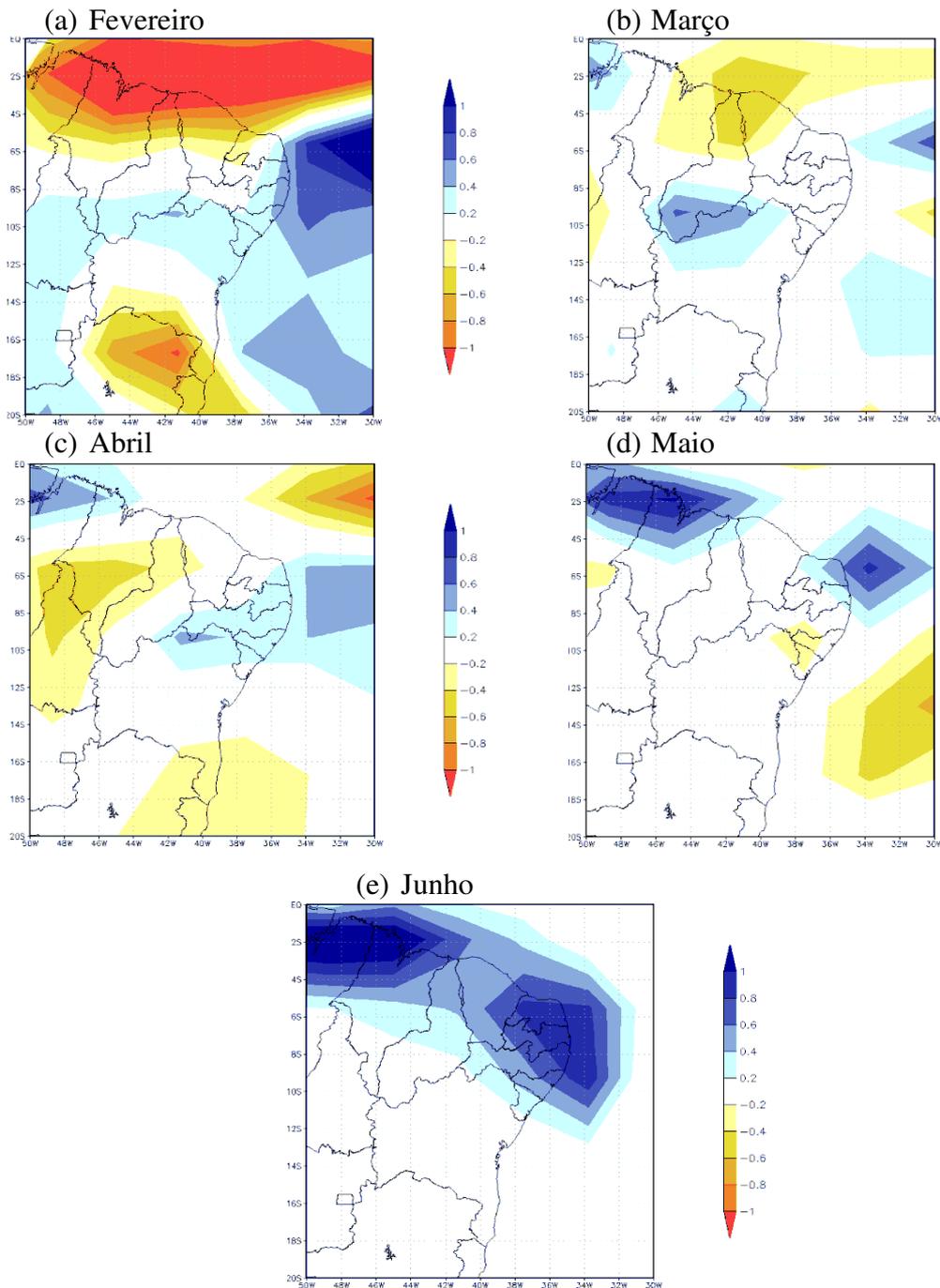


Figura 4.26 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento denominado IPCC e o experimento controle, nos meses de fevereiro a junho na região Nordeste do Brasil.

Um aparente deslocamento da ZCIT ocasionará uma diminuição das chuvas ao norte dos estados do Maranhão, Piauí e Ceará nos meses de fevereiro e março (Figura 4.26(a) e (b)) e um aumento significativo de precipitação nos estados da costa leste do NEB em fevereiro e abril (Figura 4.26(a) e (c)). Em maio e junho (Figura 4.26(d) e (e)), época em que os distúrbios ondulatórios de leste (DOL) atingem a costa leste do NEB, o que se espera é um aumento na precipitação relacionada com o cenário de redução do gelo marinho do IPCC.

#### **4.4.3 Região Sul da América do Brasil**

Nas Figuras 4.27, 4.28, 4.29 e 4.30, estão mostradas as alterações nos padrões de precipitação observados sobre o sul da América do Sul nas simulações com as reduções do gelo marinho no Mar de Barents, nos mares a leste e oeste da Groenlândia e no experimento denominado de IPCC, respectivamente para os meses de janeiro, abril, julho e outubro, meses que podem representar as estações do ano no hemisfério sul.

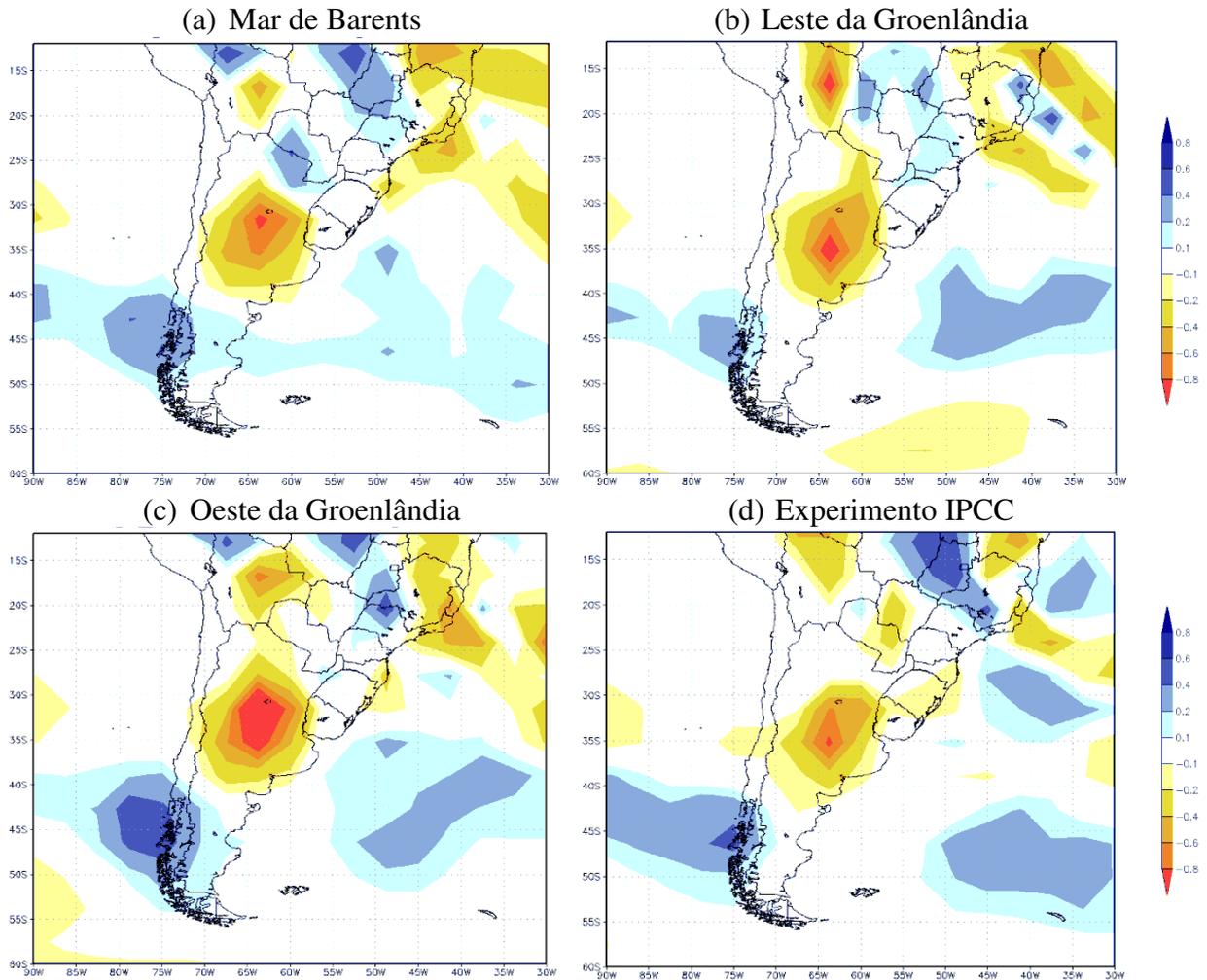


Figura 4.27 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) no sul da América do Sul entre os experimentos de diminuição do gelo no (a) Mar de Barents, (b) Leste da Groenlândia, (c) Oeste da Groenlândia, (d) experimento IPCC e o caso controle no mês de janeiro.

No mês de janeiro, a consequência mais visível nas simulações de redução do gelo marinho nas quatro simulações é uma diminuição da chuva na parte central da Argentina e um aumento no sul do Chile. Vale lembrar que nas Figuras de 4.13 a 4.16, que mostravam as diferenças no movimento vertical, eram observadas anomalias representando um aumento do movimento vertical ascendente no sul do Chile e anomalias com diminuição dos movimentos verticais ascendentes na Argentina, coerentes com os resultados da precipitação agora apresentados.

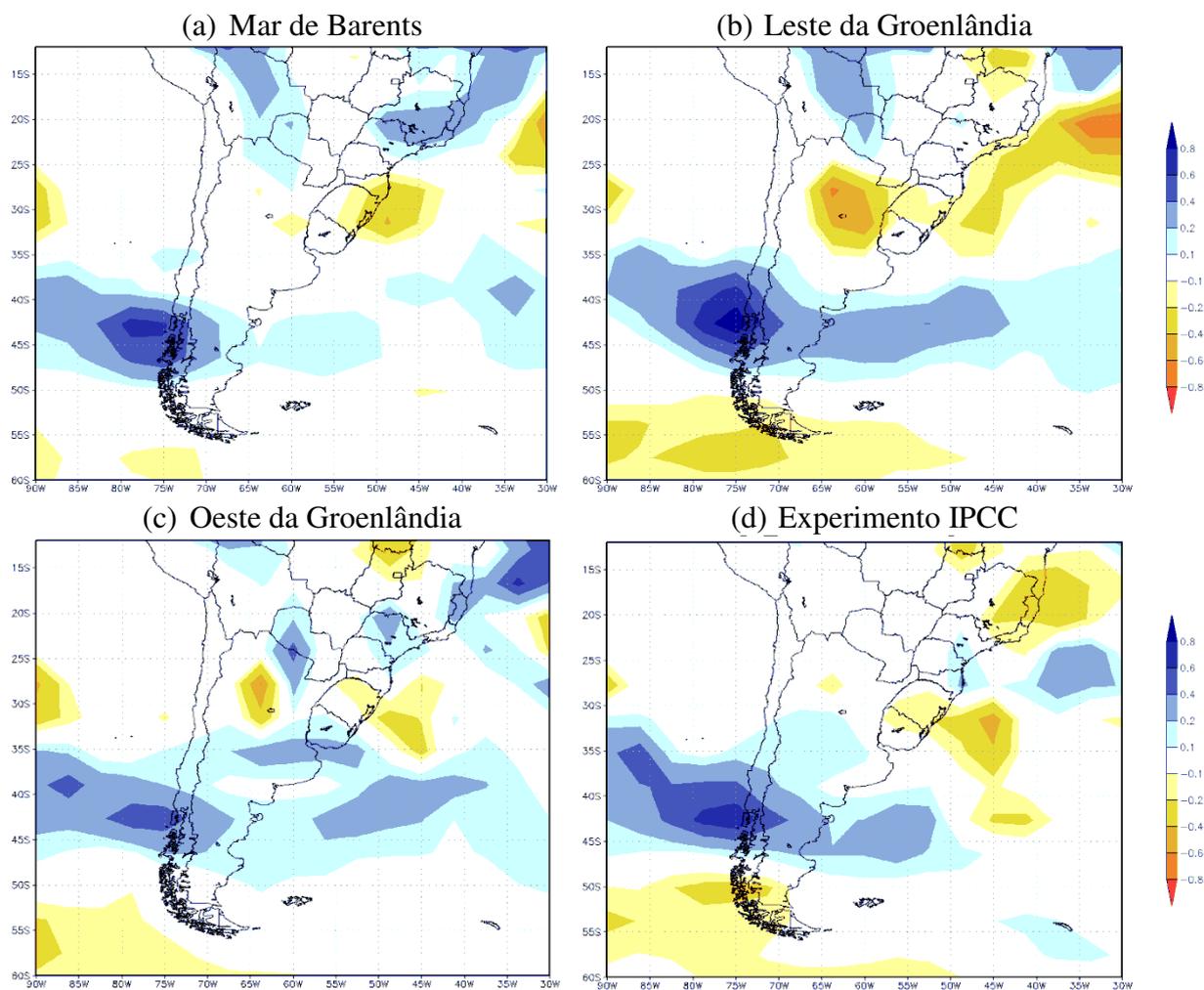


Figura 4.28 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) no sul da América do Sul entre os experimentos de diminuição do gelo no (a) Mar de Barents, (b) Leste da Groenlândia, (c) Oeste da Groenlândia, (d) experimento IPCC e o caso controle no mês de abril.

Nos quatro experimentos em abril, observa-se um aumento de precipitação no Chile e sul da Argentina, assim como uma diminuição da chuva no estado do Rio Grande do Sul quando se prescreve a diminuição do gelo marinho nessas simulações com o modelo SPEEDY (Figuras 4.28(a), (b), (c) e (d)).

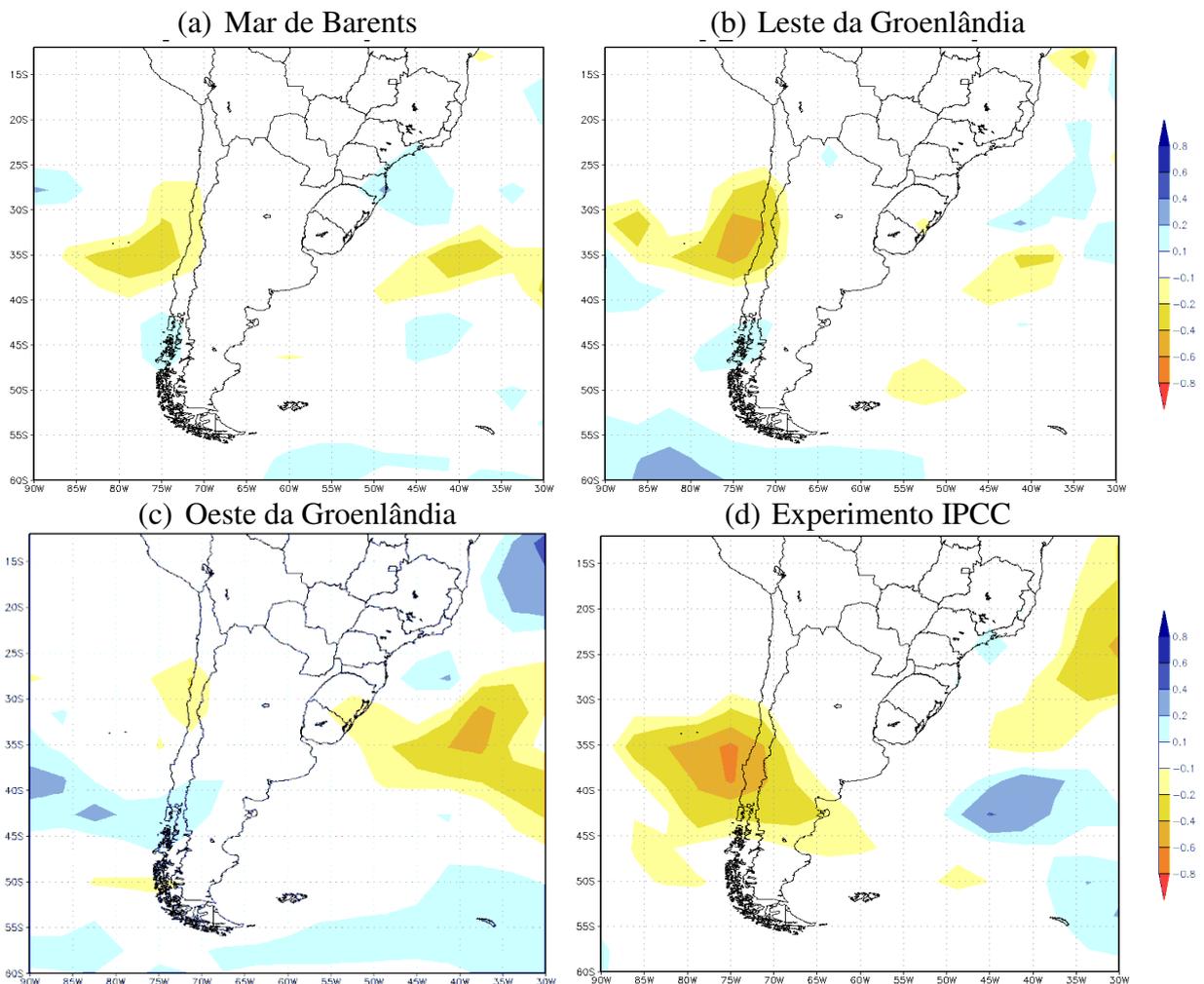


Figura 4.29 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) no sul da América do Sul entre os experimentos de diminuição do gelo no (a) Mar de Barents, (b) Leste da Groenlândia, (c) Oeste da Groenlândia, (d) experimento IPCC e o caso controle no mês de julho.

Pela inspeção da Figura 4.29, percebe-se poucas alterações nos padrões de precipitação no mês de julho. Apenas no experimento com a redução do gelo no mar em todas as regiões do hemisfério norte, experimento IPCC, aparece uma redução da chuva um pouco mais expressiva entre as latitudes de 30 a 45°S no Chile e Argentina.

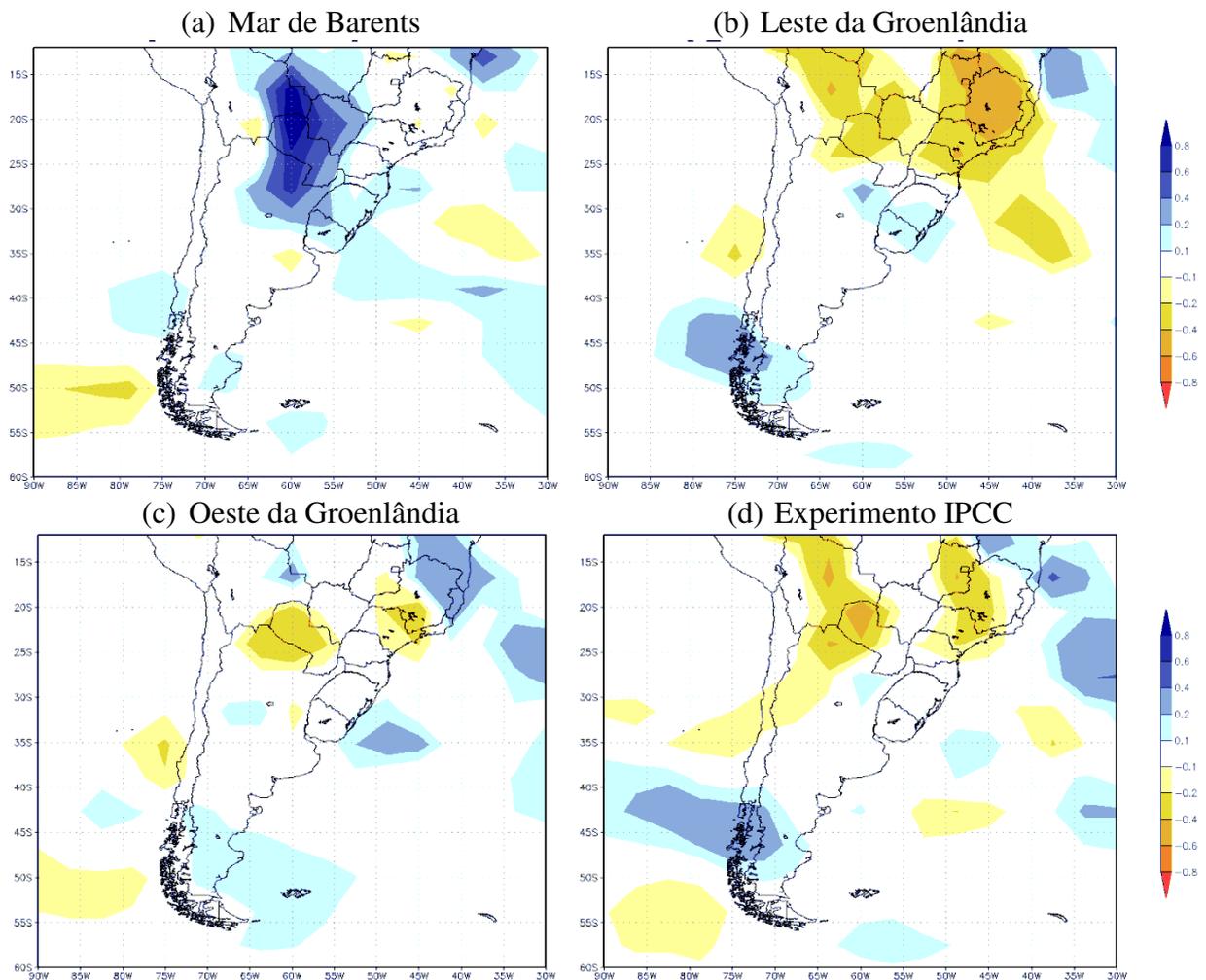


Figura 4.30 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) no sul da América do Sul entre os experimentos de diminuição do gelo no (a) Mar de Barents, (b) Leste da Groenlândia, (c) Oeste da Groenlândia, (d) experimento IPCC e o caso controle no mês de outubro.

Nas simulações para o mês de outubro, observa-se que o experimento de redução do gelo marinho no Mar de Barents conduz a uma tendência de aumento de chuva na região do Paraguai e Mato Grosso do Sul, enquanto que nas demais três simulações o que se observa é uma diminuição da precipitação nesta região. Nesse mês, aparece também um aumento na precipitação no sul da Argentina e Chile como se via no mês de abril (Figura 4.28). Nas Figuras 4.30(b), (c) e (d), uma anomalia negativa de precipitação se estende por parte da região Sudeste, como no caso da redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia (Figura 4.30(c)) e no experimento IPCC (Figura 4.30(d)) ou até mesmo por toda a região Sudeste do Brasil no experimento de redução do gelo no mar a leste da Groenlândia (Figura 4.30(d)) em outubro. Isso pode significar um atraso no início da estação chuvosa nas regiões Centro-oeste e Sudeste do Brasil que normalmente acontece neste mês de outubro.

#### 4.5 Análise dinâmica da umidade na baixa troposfera

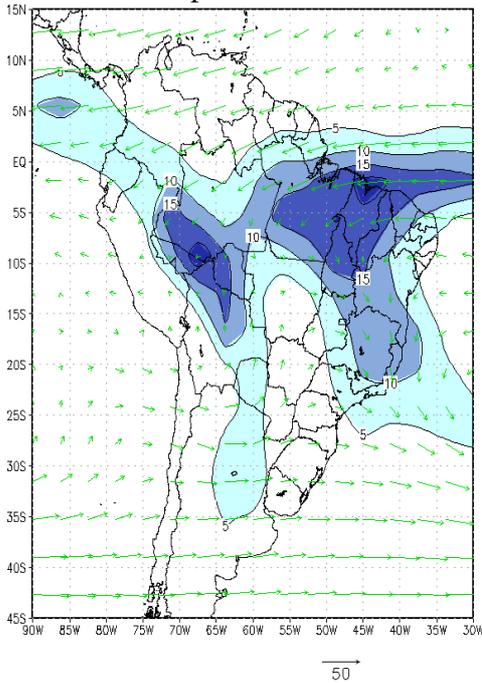
Como já afirmado, os padrões de precipitação em grande escala são definidos essencialmente pela circulação atmosférica e pela disponibilidade de umidade, sobre os quais se superpõem fatores fisiográficos que se somam aos anteriores para caracterizar regionalmente a distribuição das chuvas. Campos médios do transporte de umidade integrados na baixa troposfera foram sobrepostos aos campos de anomalia de precipitação para a simulação de redução do gelo marinho no experimento IPCC e estão mostrados na Figura 4.31 para os meses de janeiro, abril, julho e outubro. Para efeitos de comparação, do lado esquerdo da figura, estão colocados os campos médios da chuva e do vento na baixa troposfera conforme simulados pelo experimento controle do modelo SPEEDY.

No mês de janeiro, o que se observa entre as latitudes de  $10^{\circ}\text{S}$  a  $5^{\circ}\text{N}$  é uma intensificação do transporte de umidade feito pelos ventos alísios de leste já que os vetores nos campos da simulação de redução do gelo marinho (Figura 4.31b) apresentam a mesma direção de leste dos ventos no experimento controle (Figura 4.31(a)). Já no mês de abril, o resultado da redução do gelo marinho nas latitudes altas do hemisfério norte conduz a uma diminuição no transporte de umidade nesta mesma faixa latitudinal, verificada pela mudança na direção dos vetores que representam o transporte de umidade que agora aparecem de oeste no campo das diferenças (Figura 4.31(d) enquanto que é de leste no experimento controle (Figura 4.31(c)). Outro destaque deve ser dado à faixa ao sul de  $20^{\circ}\text{S}$  neste mesmo mês de abril, onde se observa na costa atlântica uma redução do transporte de umidade com uma curvatura ciclônica neste transporte e uma intensificação na costa do Pacífico com uma curvatura anticiclônica que chega até o continente sobre o Chile e a Argentina. No mês de julho são pequenas as diferenças encontradas no transporte de umidade o que é revelado pelos vetores com intensidade muito baixa nos campos mostrados na Figura 4.31(e). A exceção é a região do Pacífico, do Chile e da Argentina ao sul da latitude de  $20^{\circ}\text{S}$ , onde a diferença nos campos do transporte de umidade mostra direção de leste (ao contrário do experimento controle) com curvatura anticiclônica, região onde se observa uma diminuição da precipitação neste mês em função da redução do gelo marinho. Em outubro, o experimento controle (Figura 4.31(e)) mostra duas faixas nítidas com transporte de umidade zonal de oeste na baixa troposfera em latitudes acima de  $15^{\circ}\text{S}$  e com transporte de oeste ao sul desta latitude. No experimento de redução do gelo marinho, onde se faz a diferença com o experimento controle o que se observa é um transporte meridional de sul em todo o interior do continente o que é

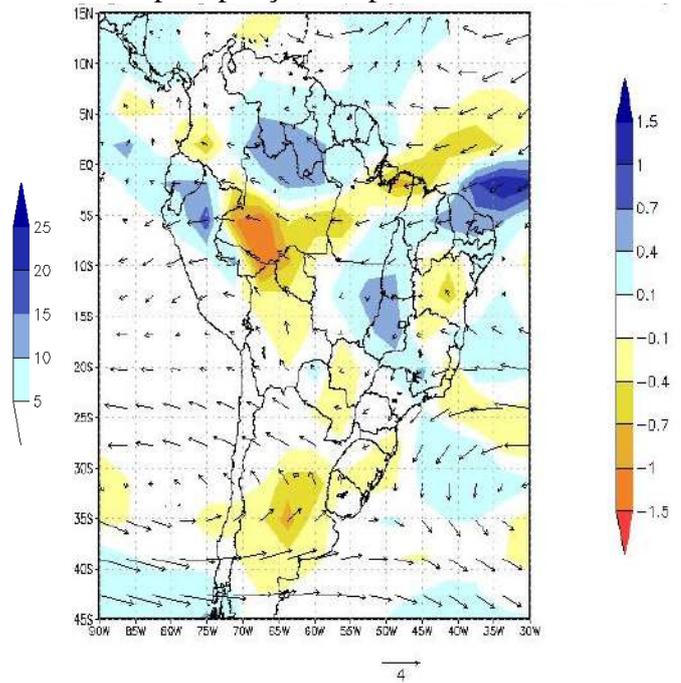
coerente com a diminuição de precipitação nesta região (Figura 4.31(f)). Em contrapartida, um transporte de umidade de noroeste que cruza o Brasil desde o nordeste do estado do Amazonas, passando pela Bahia em direção ao Atlântico parece justificar o aumento de chuva nessa região.

Janeiro

(a) Vento médio e precipitação - experimento controle

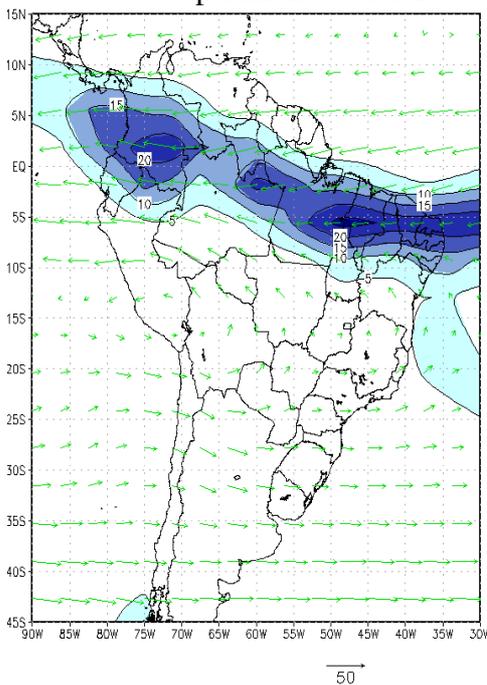


(b) Transporte de umidade e anomalia de precipitação - experimento IPCC

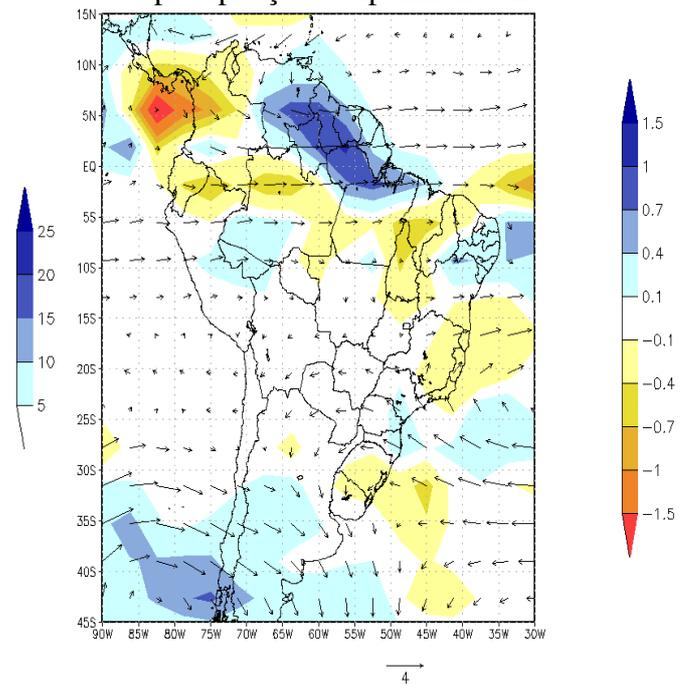


Abril

(c) Vento médio e precipitação - experimento controle

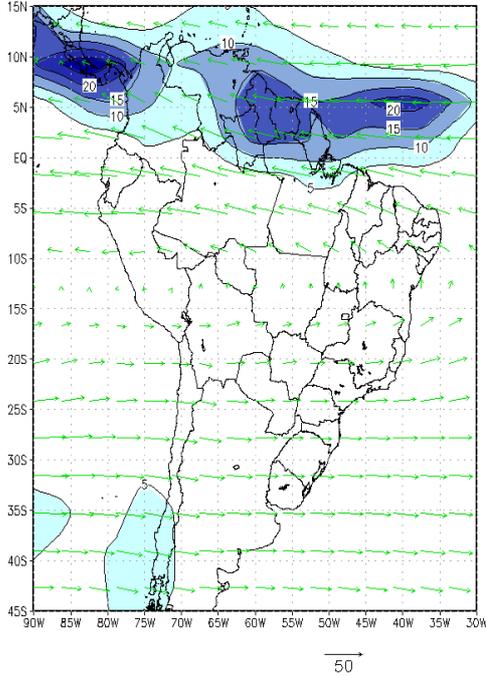


(d) Transporte de umidade e anomalia de precipitação - experimento IPCC

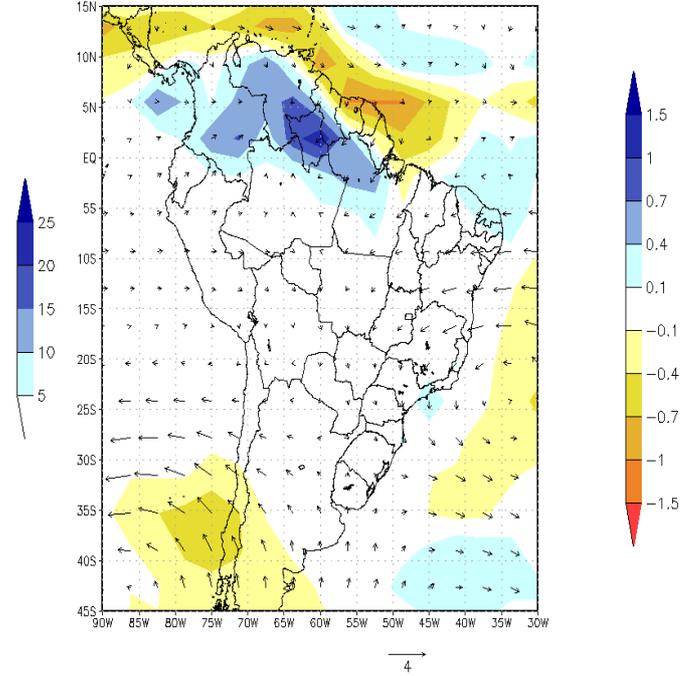


Julho

(e) Vento médio e precipitação -  
experimento controle

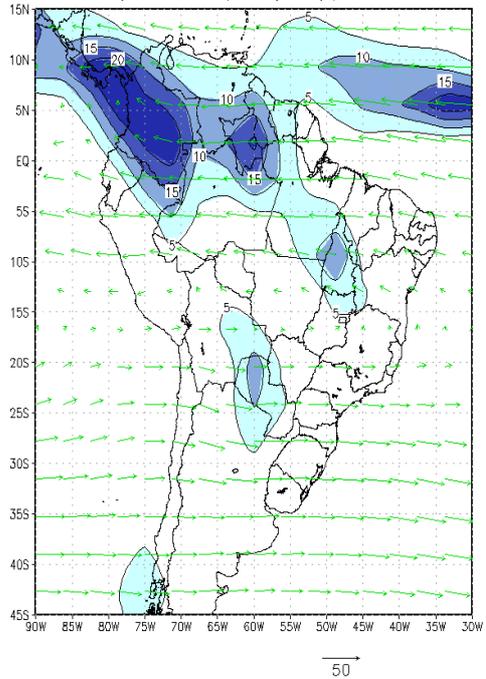


(f) Transporte de umidade e anomalia de  
precipitação - experimento IPCC



Outubro

(g) Vento médio e precipitação -  
experimento controle



(h) Transporte de umidade e anomalia de  
precipitação - experimento IPCC

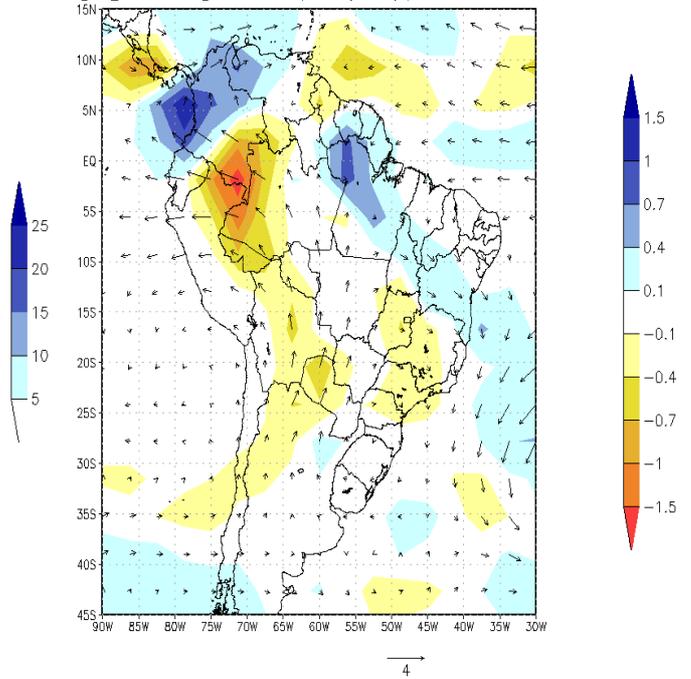


Figura 4.31 – Campos médio do vento (m/s) e da precipitação (mm/dia) para o experimento controle do SPEEDY (figuras à esquerda) e campos com as diferenças encontradas na precipitação e no transporte de umidade obtidas entre a simulação com o cenário denominado IPCC e o caso controle nos meses (campos à direita).

## **4.6 Efeitos da redução do gelo marinho no entorno do continente Antártico**

Diferentemente da evolução da extensão do gelo marinho na maior parte do hemisfério norte, onde se verifica uma diminuição significativa, no entorno do continente Antártico, o que se observa é um aumento na extensão do gelo (PARKINSON e CAVALIERI, 2012; IPCC, 2013). No entanto, na região dos Mares de Bellingshausen e Amundsen, que será denominado de Mar B&A, têm-se verificado uma diminuição da extensão do gelo marinho como na maior parte do hemisfério norte.

Um cenário foi criado para que simulações sobre as consequências da redução do gelo no Mar B&A pudessem ser inferidas e os resultados destas simulações estão apresentadas nos subitens a seguir. Inicialmente, os efeitos em escala global sobre os padrões de divergência/convergência e de vorticidade na troposfera serão mostrados, seguindo-se das análises dos efeitos da redução do gelo marinho sobre os padrões de precipitação regional.

### **4.6.1 Padrões de divergência e vorticidade na troposfera**

Nas Figuras 4.32 e 4.33, estão os campos das diferenças do potencial de velocidade ( $\chi$ ) em 200 hPa e da função de corrente ( $\psi$ ) em 850 hPa encontradas entre a simulação de redução do gelo nos Mares de B&A e o experimento controle nos meses de janeiro, abril, julho e outubro.

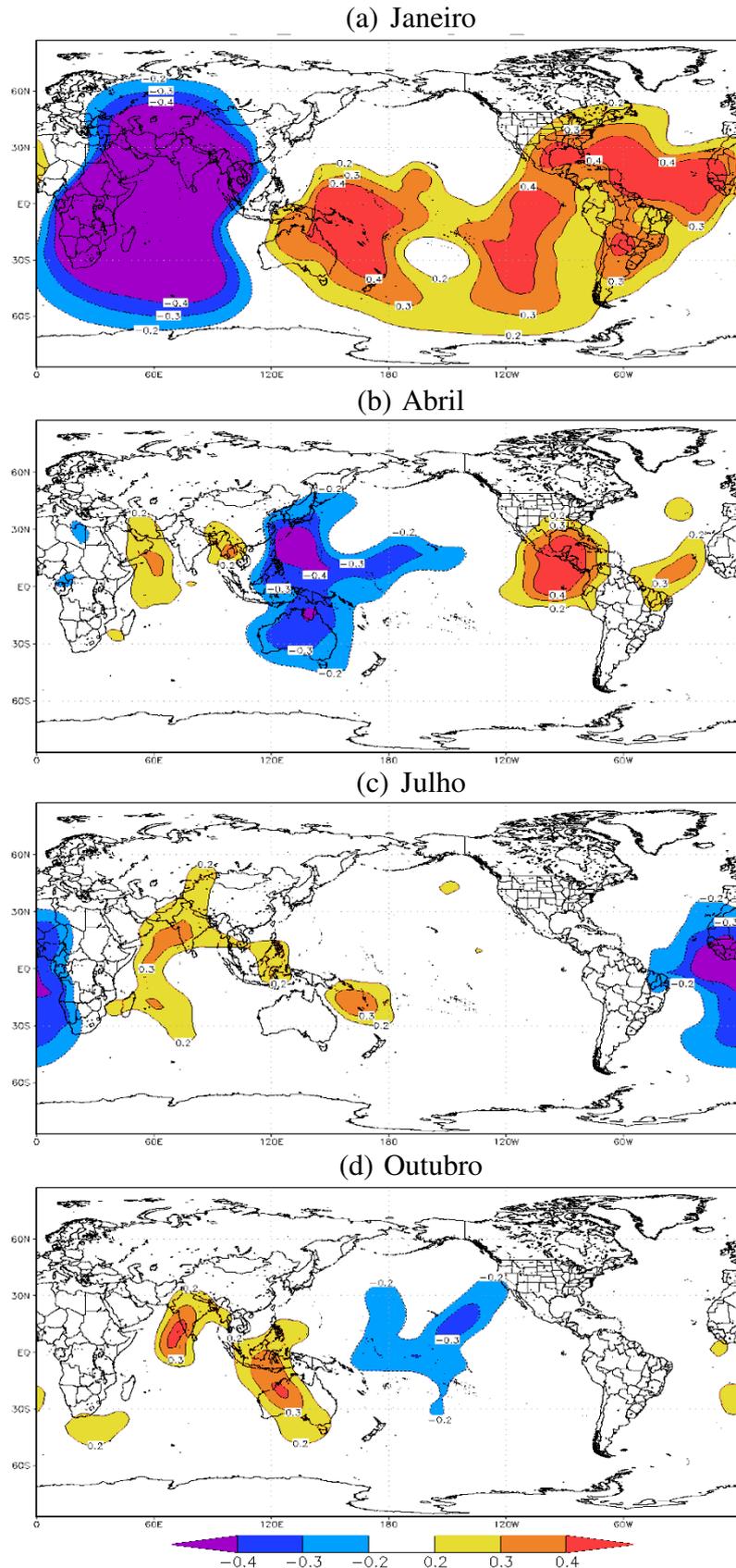


Figura 4.32 – Diferenças nos campos de potencial de velocidade ( $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) no nível de 200 hPa entre a simulação com o cenário de redução do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

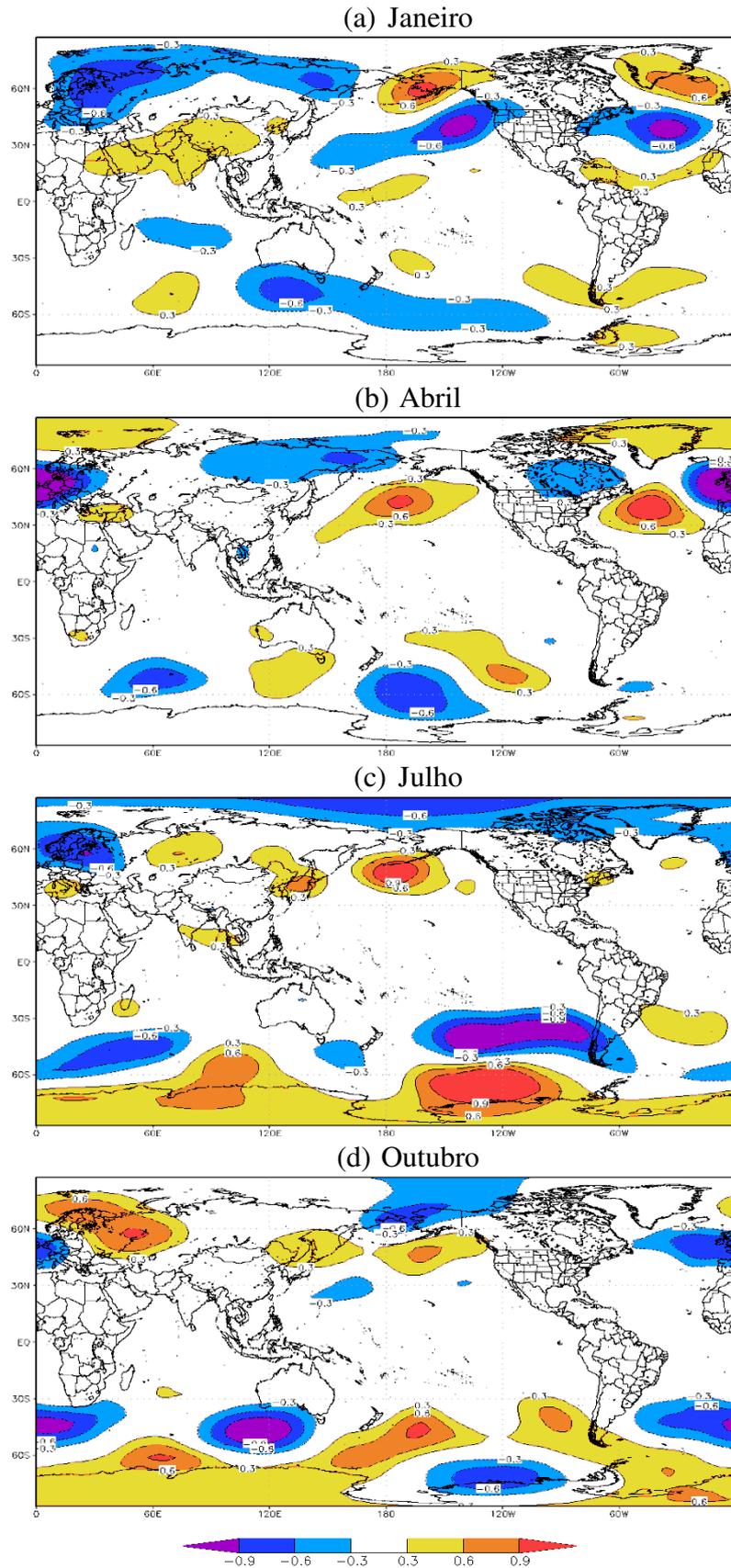


Figura 4.33 – Diferenças nos campos de função de corrente ( $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) no nível de 850 hPa entre a simulação com o cenário de redução de gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o caso controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

Nos campos de diferenças de potencial de velocidade ( $\chi$ ) em 200 hPa entre a simulação com redução do gelo marinho e o caso controle nos Mares de B&A em janeiro, são observadas anomalias negativas entre as longitudes de 0 a 120<sup>0</sup>E o que representa um aumento na divergência neste nível, indicando uma tendência ao aumento da atividade convectiva na região, situação que favorece de certo modo um aumento da precipitação (Figura 4.32(a)). No restante da Figura 4.32(a), sobre quase todo o continente americano, oeste da África, Austrália e grande parte do Pacífico, o que se vê em janeiro são anomalias positivas no campo das diferenças de velocidade potencial em 200 hPa, indicando aumento da convergência na alta troposfera, levando a uma inibição da convecção profunda sobre essa vasta área em janeiro quando se considera a diminuição do gelo no mar nos Mares B&A. Em abril, Figura 4.32(b), o setor de anomalias negativas de  $\chi$  desloca-se para leste, mostrando um aumento na possibilidade de convecção profunda sobre a Oceania e parte da região do Pacífico tropical e subtropical. Regiões de anomalias positiva de  $\chi$  em abril ficam muito reduzidas quando se compara com o mês de janeiro persistindo principalmente sobre a América Central e oceanos vizinhos. Em julho e outubro destacam-se poucas regiões com anomalias de potencial de velocidade face à redução do gelo nos Mares de B&A: apenas anomalias negativas indicando aumento de convecção profunda no oeste da África e leste do oceano Atlântico em julho (Figura 4.32(c)) e na parte central do Pacífico tropical em outubro (Figura 4.32(d)) e anomalias positivas, indicando diminuição de convecção, no Sudeste Asiático em julho e outubro (Figuras 4.32(c) e (d)) e no norte da Austrália em outubro (Figura 4.32(d)).

A análise dos campos das diferenças da função de corrente ( $\psi$ ) em 850 hPa obtidos entre a simulação com redução do gelo marinho e o caso controle nos Mares de B&A mostram anomalias positivas no extremo sul da América do Sul e nos oceanos vizinhos em janeiro e outubro revelando um aumento da atividade ciclônica nessas regiões, o que pode ser visto nas Figuras 4.33(a) e (d). Anomalia positiva semelhante pode ser encontrada na costa leste da região Sudeste do Brasil em julho (Figura 4.33(c)) indicando um aumento da atividade ciclônica, provavelmente associada a uma frequência maior de ciclones ou a aproximação de ciclones mais intensos nesta região neste mês, representativo do inverno austral. Em contrapartida, nesse mesmo mês, uma anomalia negativa revelando uma tendência de diminuição da atividade ciclônica é observada no sul da América do Sul e Pacífico Sul (Figura 4.33(c)).

#### 4.6.2 Efeitos sobre os padrões da precipitação regional

Os impactos sobre os padrões de precipitação ao norte da América do Sul e oceano Atlântico vizinho decorrentes da redução do gelo no mar na região dos Mares de Mares de Bellingshausen & Amundsen podem ser vistos na Figura 4.34.

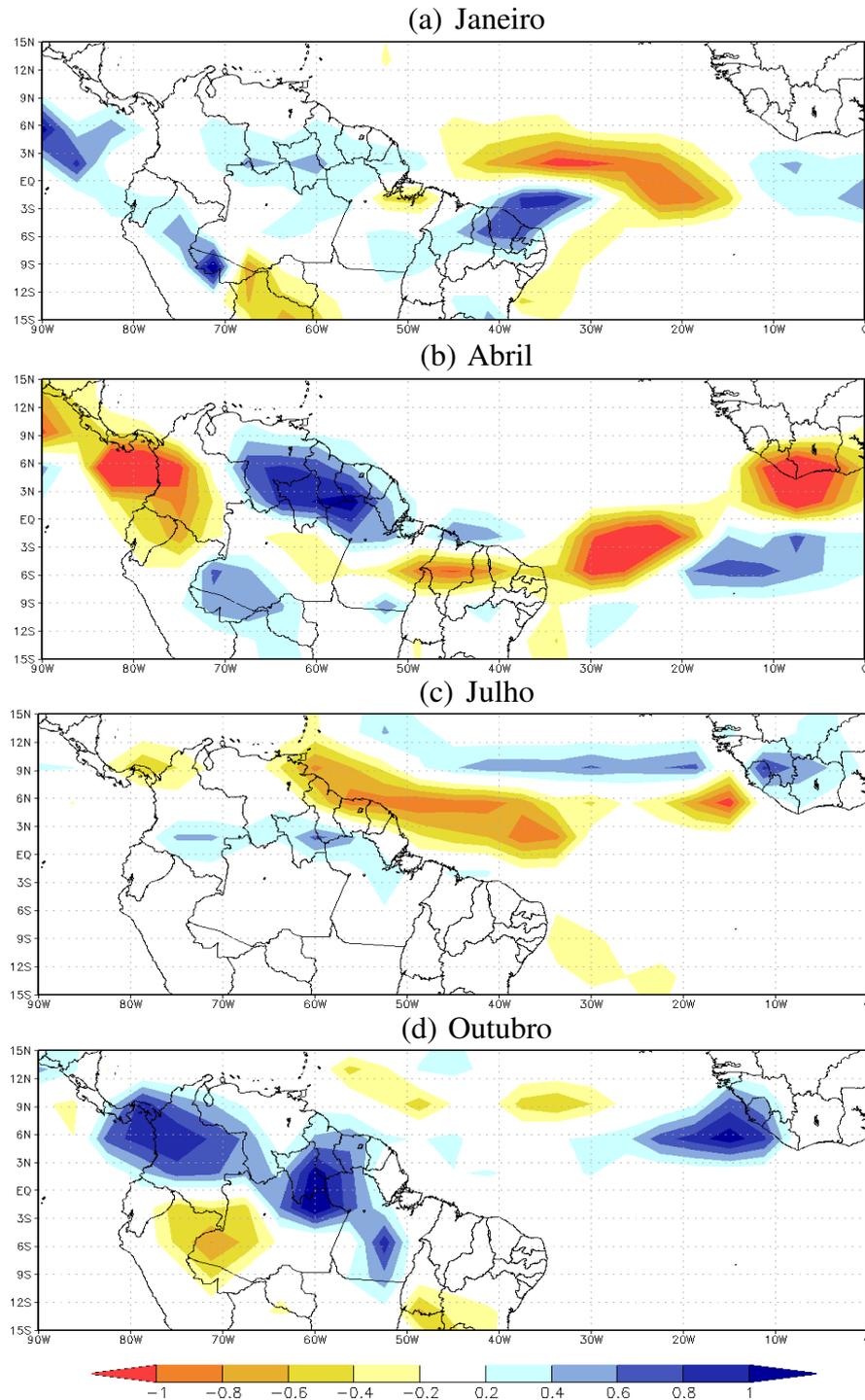


Figura 4.34 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o experimento controle no norte da América do Sul, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

No mês de janeiro, observa-se uma anomalia positiva de precipitação sobre os estados do nordeste do Brasil e sobre grande parte da região Amazônica (Figura 4.34(a)). Em abril, por outro lado, a redução do gelo no Mar B&A parece provocar uma diminuição das chuvas sobre os estados que se situam ao norte da região nordeste do Brasil (Figura 4.34(b)). Anomalias positivas de precipitação aparecem em vasta área ao norte da região Amazônica em abril e outubro (Figura 4.34(b) e 4.34(d)).

As anomalias de precipitação decorrentes da redução do gelo nos Mares B&A para os meses de novembro a fevereiro podem ser vistas na Figura 4.35.

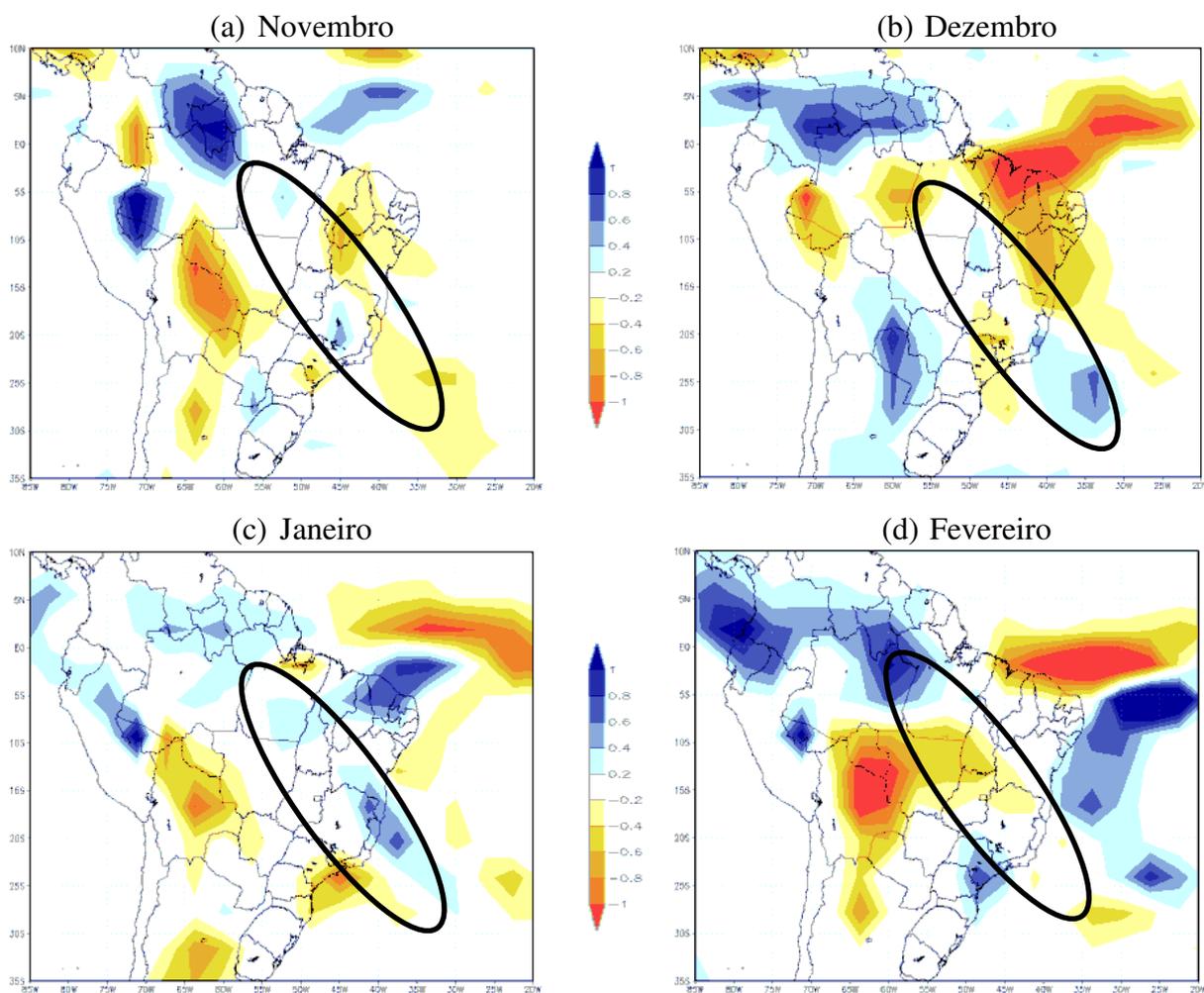


Figura 4.35 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o experimento controle no centro e leste da América do Sul, nos meses de (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro e (d) fevereiro.

Em novembro e dezembro (Figuras 4.35(a) e (b)), essa simulação conduz a anomalias negativas de chuva sobre o nordeste brasileiro, época que já é de pouca chuva na região. Em todos os quatro meses, aparecem anomalias positivas sobre o norte da região Amazônica. A

região tradicionalmente ocupada pela ZCAS no verão está assinalada pelos círculos na Figura 4.35 com o objetivo de destacar o aumento de chuva no mês de janeiro (Figuras 4.35(c)), a extensão da banda oceânica da ZCAS no mês de dezembro e um aumento de precipitação sobre os estados de São Paulo e Paraná em fevereiro, possivelmente associado a esse sistema que se desloca mais para sul neste mês (Figuras 4.35(d)).

Os impactos da redução do gelo marinho nos Mares de B&A sobre a região sul da América do Sul estão apresentados na Figura 4.36.

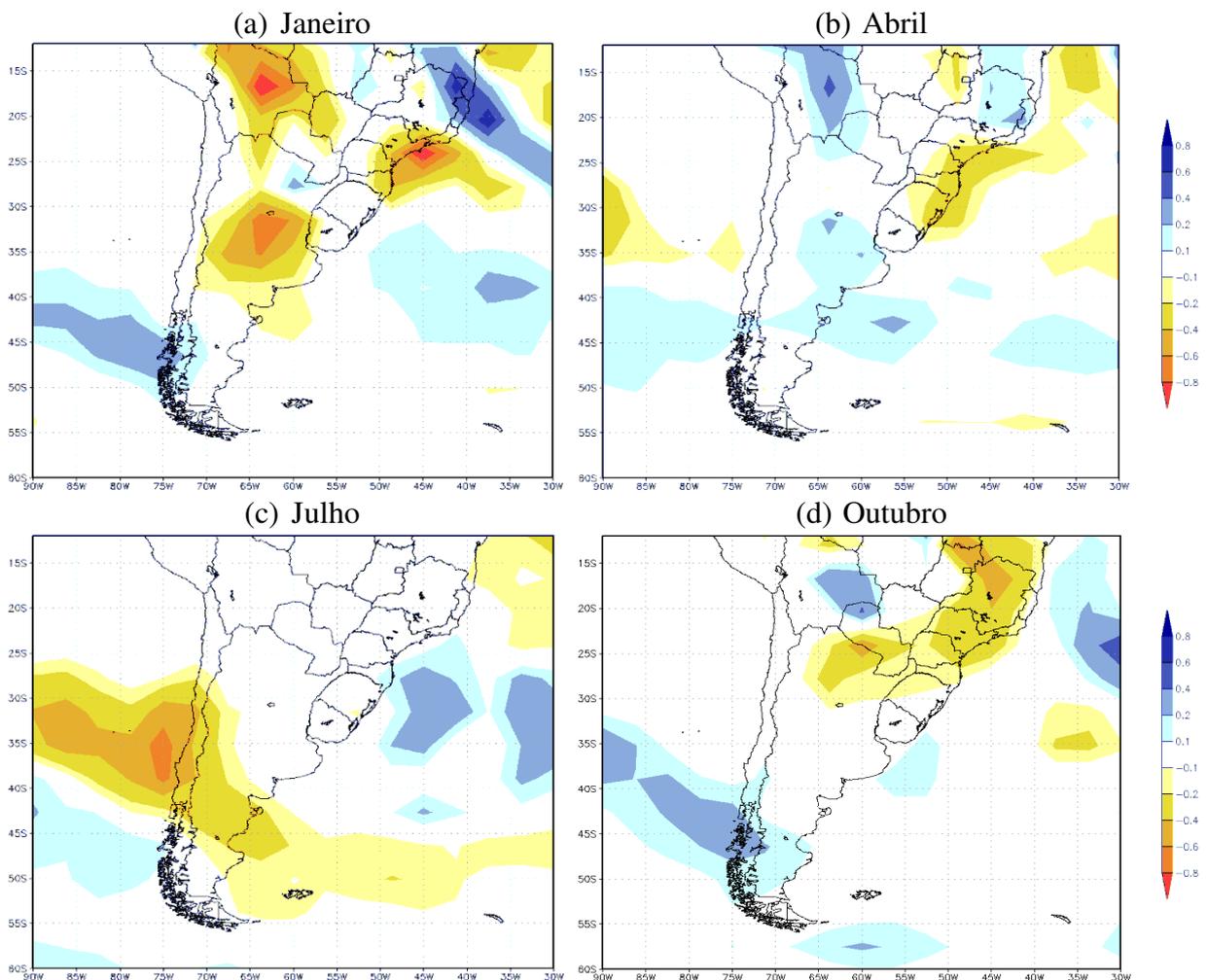


Figura 4.36 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o experimento de diminuição do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e o experimento controle no sul da América do Sul, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

A primeira coisa que chama atenção na Figura 4.36 é a anomalia negativa de chuvas no mês de janeiro sobre a região central da Argentina e aumento de chuvas sobre o sul do Chile (Figura 4.36(a)) que são resultados encontrados também nas simulações de redução do gelo marinho no Mar de Barents, nos mares a leste e a oeste da Groenlândia e no experimento IPCC (ver Figura 4.28(a), (b), (c) e (d)). No entanto, a anomalia negativa de chuvas que nesta

simulação se apresenta agora sobre o litoral que vai do estado do Rio de Janeiro até Santa Catarina (Figura 4.36(a)), nas simulações de redução do gelo no hemisfério norte, encontrava-se mais ao norte cobrindo o estado do Rio de Janeiro, o Espírito Santo e parte de Minas Gerais (Figuras 4.28(a), (b) e (c)). Em abril (Figura 4.36(b)), o que se observa é a persistência da anomalia negativa de chuvas sobre todo o litoral da região Sul do Brasil e um aumento de precipitação sobre Minas Gerais. Comparando-se as Figuras 4.36(a) e (b), nota-se um comportamento oposto sobre a Bolívia em janeiro e abril, cujas anomalias apresentam sinais trocados, sendo negativo em janeiro e positivo em abril. Em julho, só se observa diferenças nos padrões de chuva sobre o sul do Chile e Argentina, com anomalias negativas, e sobre o oceano Atlântico no litoral da região Sul do Brasil (Figura 4.36(c)). Esse comportamento no mês de julho é exatamente o oposto verificado nas simulações de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia (Figura 4.30(c)). A Figura 4.36(d), com as diferenças na precipitação observadas em outubro, revela uma área extensa de anomalias negativas sobre toda a região Sudeste do Brasil e norte da Argentina e uma área de aumento de precipitação no sul da Argentina e oceano Pacífico vizinho, resultado bem parecido com o encontrado na simulação da redução do gelo no mar a leste da Groenlândia (Figura 4.31(b)).

#### **4.7 Vinculação entre as teleconexões e as mudanças climáticas**

Na literatura, são encontradas referências que estabelecem relações entre determinadas fases das oscilações do Ártico (NAM) e do Atlântico Norte (NAO) com a observada redução do gelo marinho sobre as altas latitudes do hemisfério norte em anos recentes (TAKAYA e NAKAMURA, 2008; VIHMA, 2014; NAKAMURA *et al.*, 2015; RUGGIERI *et al.*, 2017). Do mesmo modo, Liu *et al.*, (2004) mostraram que nos últimos anos a fase positiva da oscilação Antártica (SAM) é coerente com as tendências observadas na extensão do gelo no entorno do continente Antártico. Além disso, é vasto o conjunto de artigos que analisam e correlacionam essas oscilações, NAM, NAO e SAM, e suas mudanças de fase com variações nos padrões de precipitação na região tropical e subtropical da América do Sul (NAMIAS, 1972; KAYANO e ANDREOLI, 2004; REBOITA e SANTOS, 2012; OLIVA, 2011 entre outros).

Usando a metodologia descrita no Capítulo 3, os totais mensais de precipitação encontrados nos bancos de dados das reanálises do CFSR do NCEP foram agrupados sempre em dois compósitos, um correspondendo à fase positiva e outro agrupando os meses correspondentes à fase negativa de cada uma das oscilações. Os compósitos foram calculados

ponderando-se os totais mensais de precipitação a cada mês com o valor do índice da oscilação analisada em cada caso. As diferenças entre esses compósitos estão mostradas nas figuras a seguir. O objetivo é o de explorar um pouco mais e evidenciar as relações entre esses padrões de teleconexões e os padrões de precipitação na América do Sul.

Na Figura 4.37, são mostradas as diferenças entre os compósitos negativos e positivos da NAM calculados para os meses de janeiro, abril, julho e outubro. Com esse procedimento, as figuras revelam o impacto na chuva da predominância da fase negativa da oscilação, fase esta que tem predominado nos últimos anos e tem sido associada à redução do gelo marinho nas altas latitudes do hemisfério norte.

O mês de janeiro revela os maiores destaques nas anomalias calculadas, mostrando chuvas mais intensas ao norte da região nordeste, parte leste da região Amazônica e toda a área que corta as regiões centro-oeste e sudeste do Brasil e que normalmente abrigam a ZCAS no verão (Figura 4.37(a)). A banda de anomalias negativas de chuvas ao norte de  $5^{\circ}\text{N}$  de latitude em contraposição com uma banda de anomalias positivas ao sul desta mesma latitude parece indicar um deslocamento para sul da ZCIT neste mês de janeiro. O efeito da diferença dos compósitos da NAM sobre a restante da região Amazônica em janeiro e sobre toda a região Amazônica em abril é evidenciado por anomalias negativas (Figuras 4.37(a) e (b)). Sobre o Nordeste em abril as anomalias são positivas (Figuras 4.37(b)), assim como na maior parte da América do Sul ao sul da latitude de  $10^{\circ}\text{S}$ , embora os sinais revelados sejam bem menos intensos que os mostrados ao norte desta latitude. Em julho e outubro, aparecem algumas regiões mostrando essencialmente anomalias positivas de precipitação ao sul de  $10^{\circ}\text{S}$  e anomalias negativas no noroeste da América do Sul (Figuras 4.37(c) e (d)).

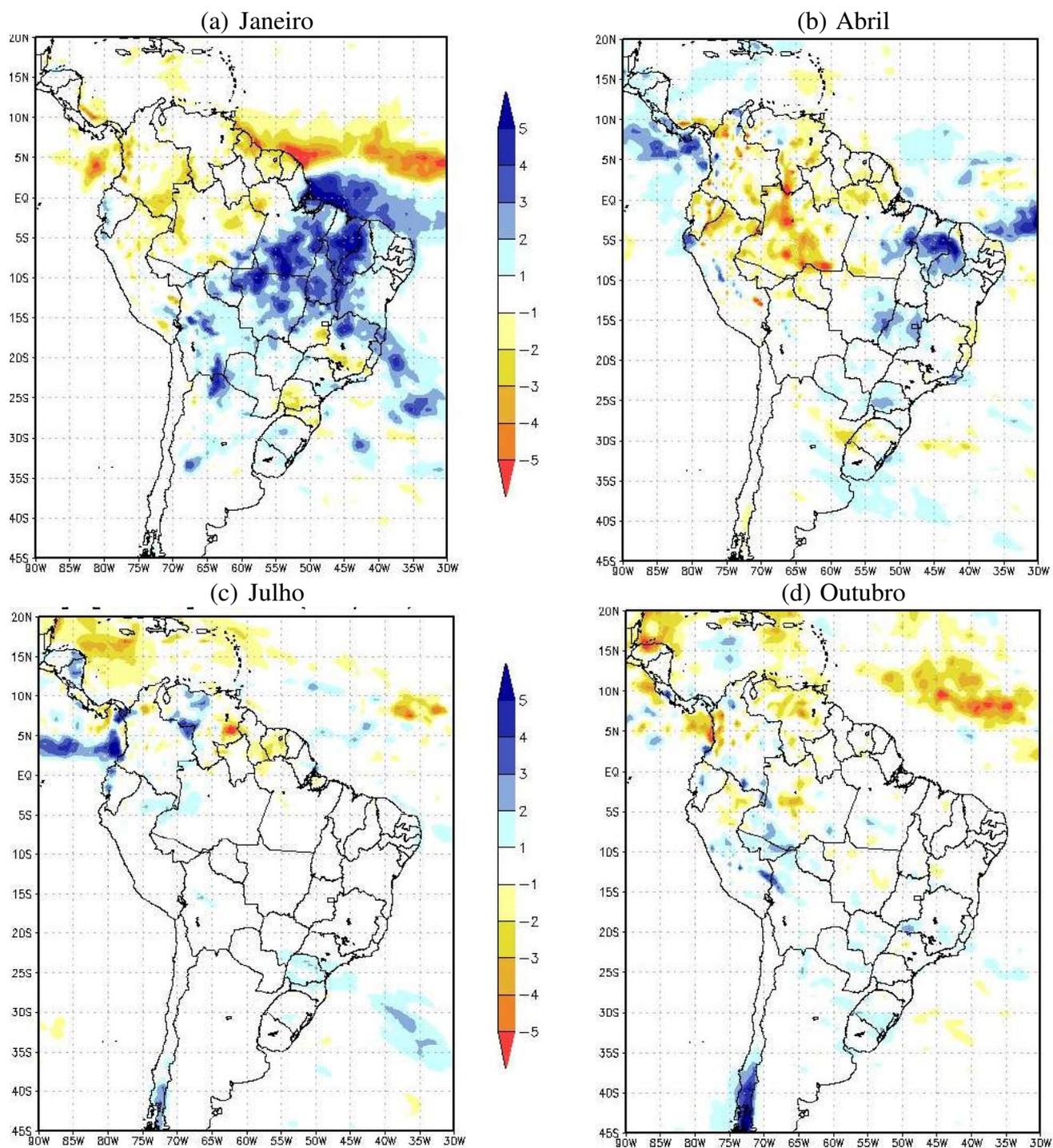


Figura 4.37 – Diferenças nos campos de precipitação entre períodos com a NAM na fase negativa e períodos de NAM na fase positiva, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

Na Figura 4.38, são mostrados os impactos sobre a precipitação com a contraposição das fases negativas e positivas da NAO.

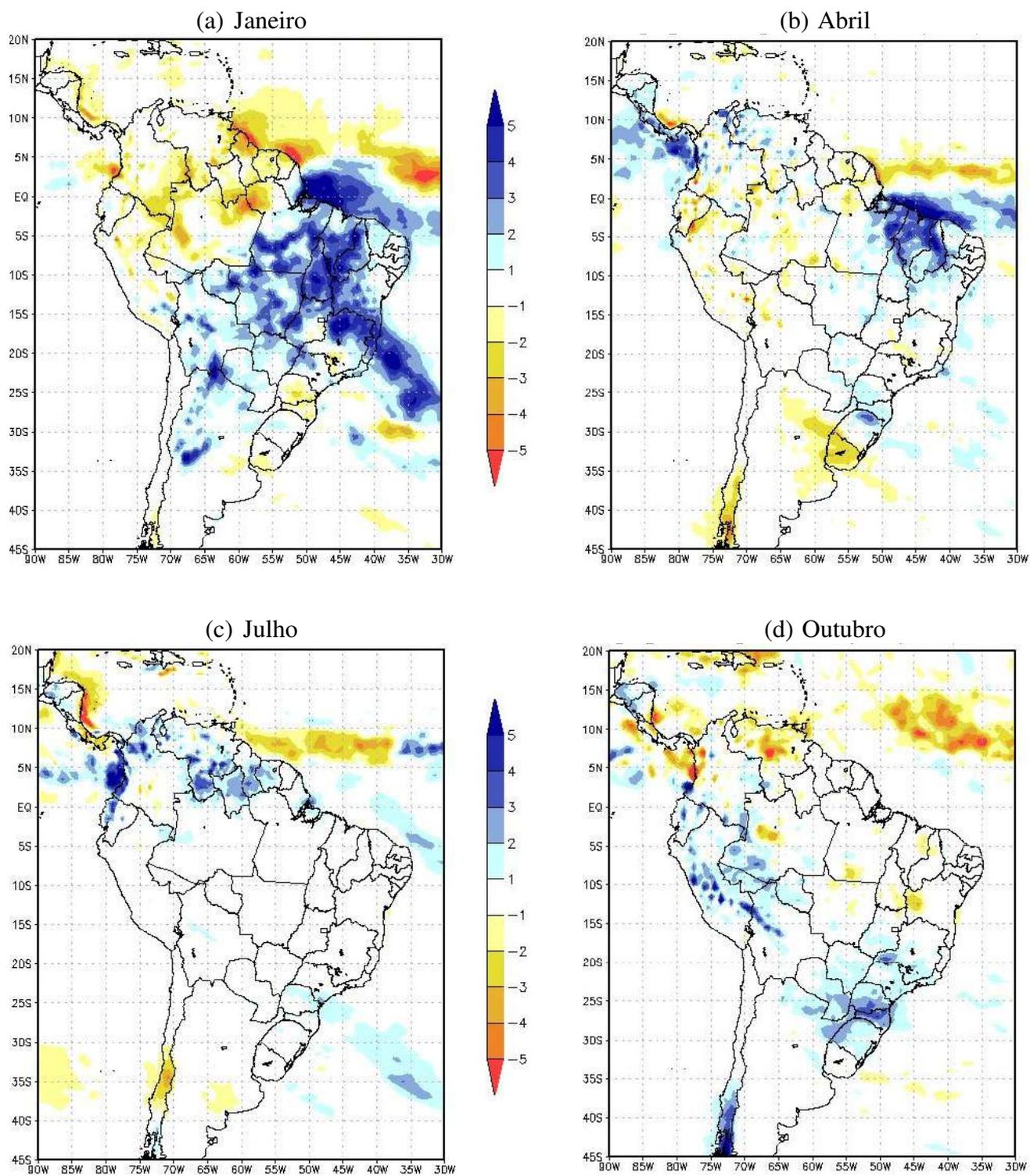


Figura 4.38 – Diferenças entre os campos de precipitação entre períodos com a NAO na fase negativa com períodos de NAO na fase positiva, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

As diferenças observadas em janeiro tanto para o campo de precipitação ponderado com índices de NAM (Figura 4.37(a)) quanto com os índices de NAO (Figura 4.38(a)) revelam, na região próxima ao Equador, uma banda de anomalias positivas de precipitação ao

sul e uma banda de anomalias negativas ao norte, revelando um deslocamento da ZCIT do mesmo modo que o observado em janeiro nas diversas simulações de diminuição do gelo marinho no hemisfério norte (Figuras 4.17(a), 4.18(a), 4.19(a), 4.20(a), 4.21(a), 4.22(a) e 4.23(a)). Além disso, a banda de anomalias positivas de precipitação que aparece principalmente em janeiro nas simulações de redução do gelo na região da ZCAS (Figura 4.24) fica bem caracterizada nas anomalias positivas apresentadas nas Figuras 4.37(a) e 4.38(a) onde se diferenciam as fases negativas das fases positivas da NAM e da NAO. Em abril (Figuras 4.37(b) e 4.38(b), observa-se uma anomalia positiva de precipitação sobre o nordeste do Brasil em ambos os compósitos de precipitação, o que também pode ser observado na Figura 4.27(c). Outra semelhança observada em abril nos campos das teleconexões (4.37(b) e 4.38(b)) e nas simulações com o modelo SPEEDY nos experimentos de redução do gelo marinho são as anomalias negativas sobre o Uruguai (Figuras 4.29). Já no mês de julho o que chama a atenção são as anomalias positivas encontradas ao norte do continente sul americano, incluindo a Venezuela, Guianas, Suriname e o estado de Roraima (Figura 4.38(c)) na análise da oscilação NAO que se assemelha ao que se encontra nas simulações de redução do gelo no mar nos Mares de Barents (Figura 4.17(c)), Baía de Foxe (Figura 4.20(c)), Baía de Hudson (Figura 4.21(c), Mar Ártico (4.22(c)) e no experimento IPCC (Figura 4.23(c)). As anomalias negativas associadas à NAM no mês de julho no norte da América do Sul (Figura 4.37(c) se assemelham aos resultados encontrados nas simulações da redução do gelo nos mares a leste e a oeste da Groenlândia (4.18(c) e 4.19(c)). As anomalias positivas observadas no mês de outubro na região sul do Brasil (Figuras 4.37(d) e 4.38(d) ligadas às oscilações NAO e NAM são apenas parcialmente encontradas nas simulações de redução do gelo no Mar de Barents (Figura 4.30(a)) e no mar a leste da Groenlândia (Figura 4.30(b)).

Na Figura 4.39, estão expostas as diferenças entre as médias de precipitação ponderadas com os índices da SAM, fazendo-se o compósito dos meses com índices positivos menos o compósito obtido com os meses onde os índices da oscilação SAM eram negativos.

Essencialmente, a fase positiva da SAM comparada com a fase negativa mostra diferenças positivas na precipitação sobre toda a região Amazônica e nordeste do Brasil em janeiro, além de indicar um deslocamento para sul e uma intensificação da chuva ligada à ZCAS (Figura 4.39(a)). Nesse mesmo mês, o estado de Minas Gerais parece ser impactado com anomalias negativas de chuva assim como o estado do Rio Grande do Sul, o Uruguai e a

Argentina. Os efeitos da SAM no mês de abril em sua fase positiva parecem ser o de provocar anomalias negativas na maior parte das regiões centro-oeste e sudeste do Brasil e anomalias positivas sobre o Paraguai e os estados do Paraná, Santa Catarina e norte do Rio Grande do Sul (Figura 4.39(b)). Em outubro, Figura 4.39(d), há uma anomalia positiva de precipitação em toda uma banda de sentido noroeste-sudeste que cruza o continente sul-americano.

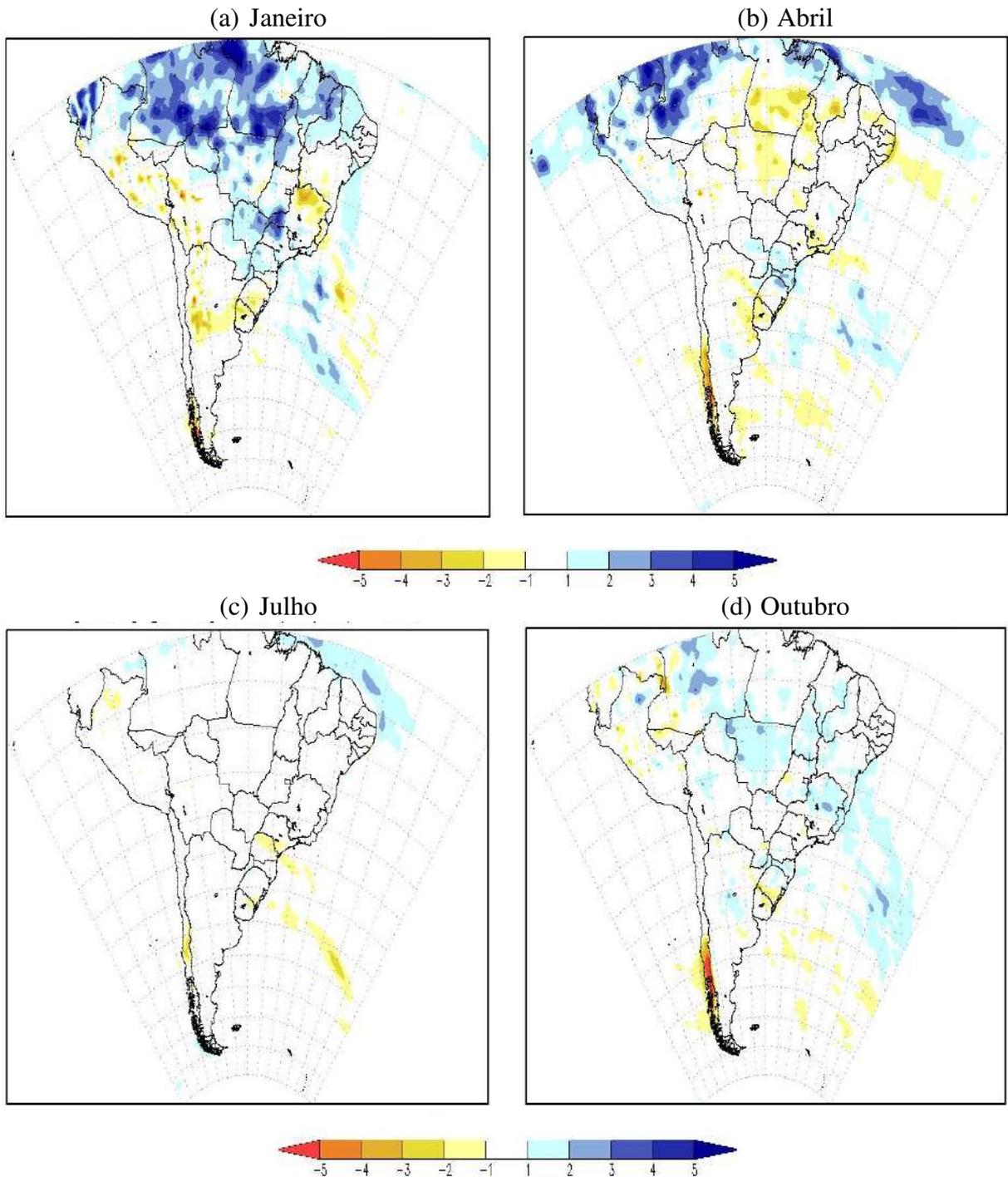


Figura 4.39 – Diferenças entre os campos de precipitação entre períodos com a SAM na fase positiva com períodos de SAM na fase negativa, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

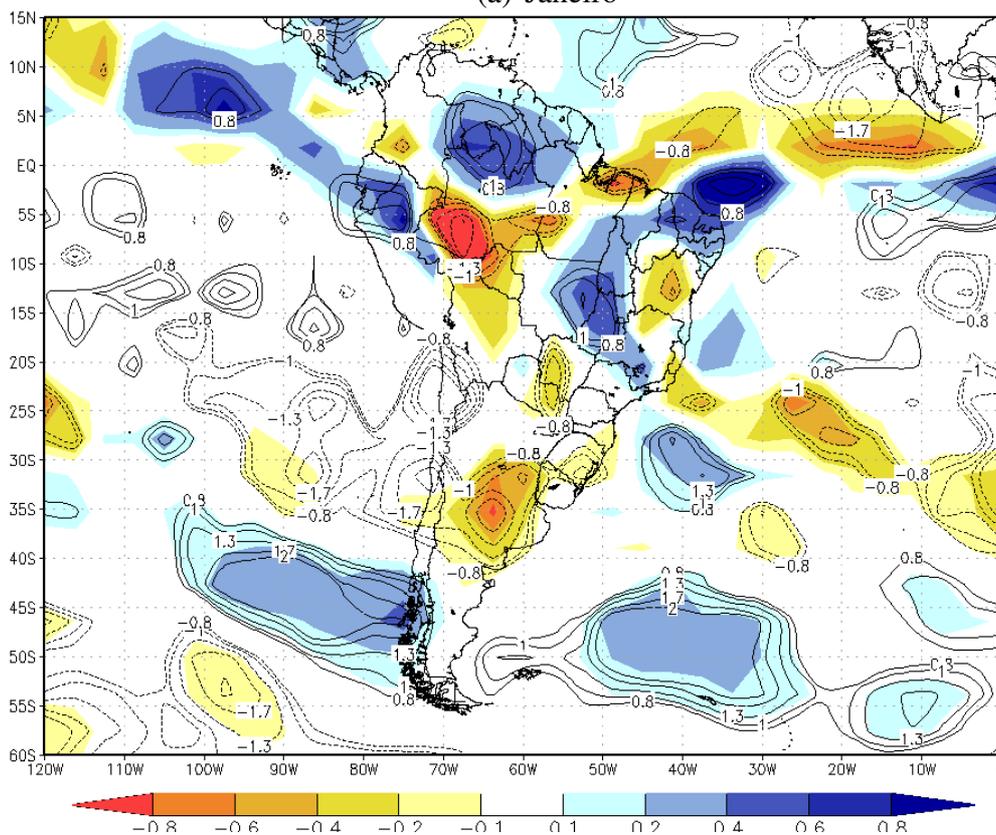
Em SANTOS *et al.* (2018), foram feitas análises da componente meridional do vento nas simulações com o cenário denominado de IPCC, onde se incluem todas as reduções esperadas para os mares no hemisfério norte, e de um novo experimento denominado de “radical” onde se impõe uma redução de 90%. Os resultados mostraram que as diversas alterações observadas na componente meridional do vento na região de atuação da célula de Ferrel podem significar um aumento na amplitude da onda de Rossby em resposta ao aumento de energia disponível decorrente da simulação imposta. Compósitos criados com a componente meridional do vento e com os campos de precipitação em épocas separando as fases negativas e positivas das oscilações NAM e NAO foram também construídos e os autores constataram as semelhanças entre as alterações na posição e intensidade da ZCIT e da ZCAS nesses compósitos com as simulações com a redução do gelo marinho no hemisfério norte.

#### **4.8 Análise da significância estatística das alterações climáticas**

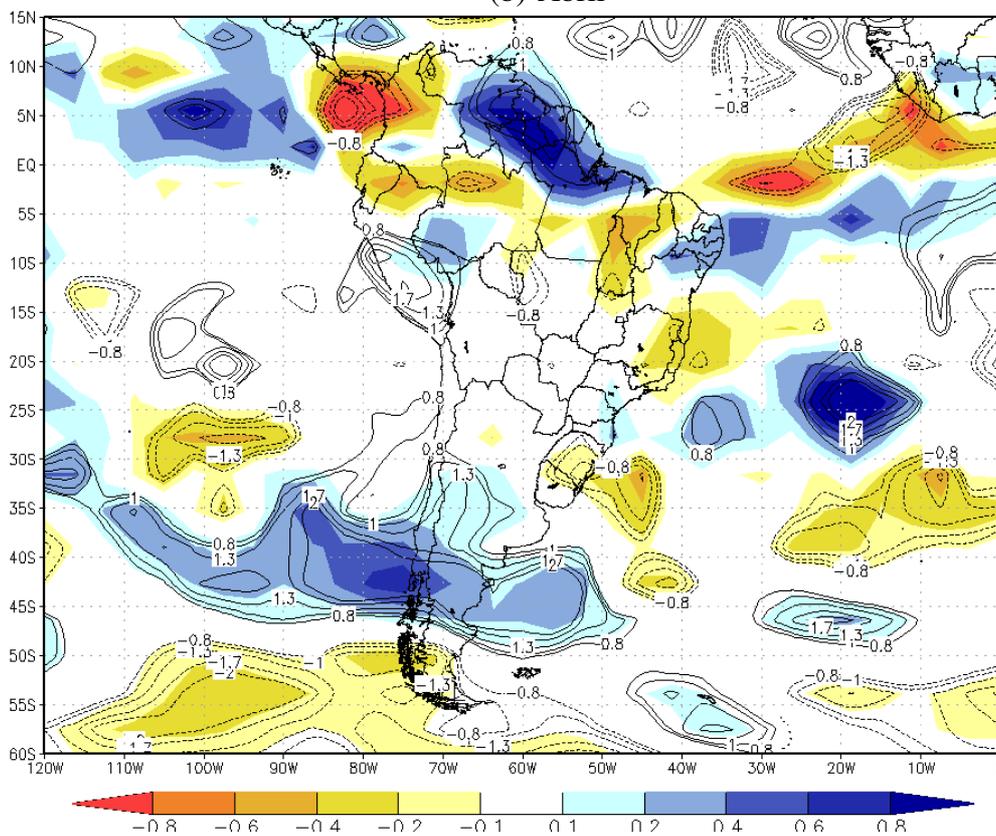
Pela metodologia estabelecida neste trabalho, na qual o modelo SPEEDY é integrado por mais de 100 anos para a realização de simulações com cenários de redução do gelo marinho, torna-se possível usar os resultados como amostras para aplicação de um teste estatístico para verificar o nível de significância ou de confiança das diferenças encontradas entre os valores de precipitação em cada cenário de redução do gelo marinho e o caso controle.

Na Figura 4.40, estão superpostos o campo das diferenças de precipitação (áreas coloridas) e o campo com os valores correspondentes ao teste *t-Student* (isolinhas) para a simulação denominada de IPCC. Valores do teste *t-Student* acima de 0,8, correspondentes a níveis de confiança acima de 60%, estão destacados pelo traçado de isolinhas sobre os campos de diferenças de precipitação. Isolinhas com valores em módulo acima de 1,96 correspondem a diferenças com nível de confiança estatística de mais de 95%.

(a) Janeiro



(b) Abril



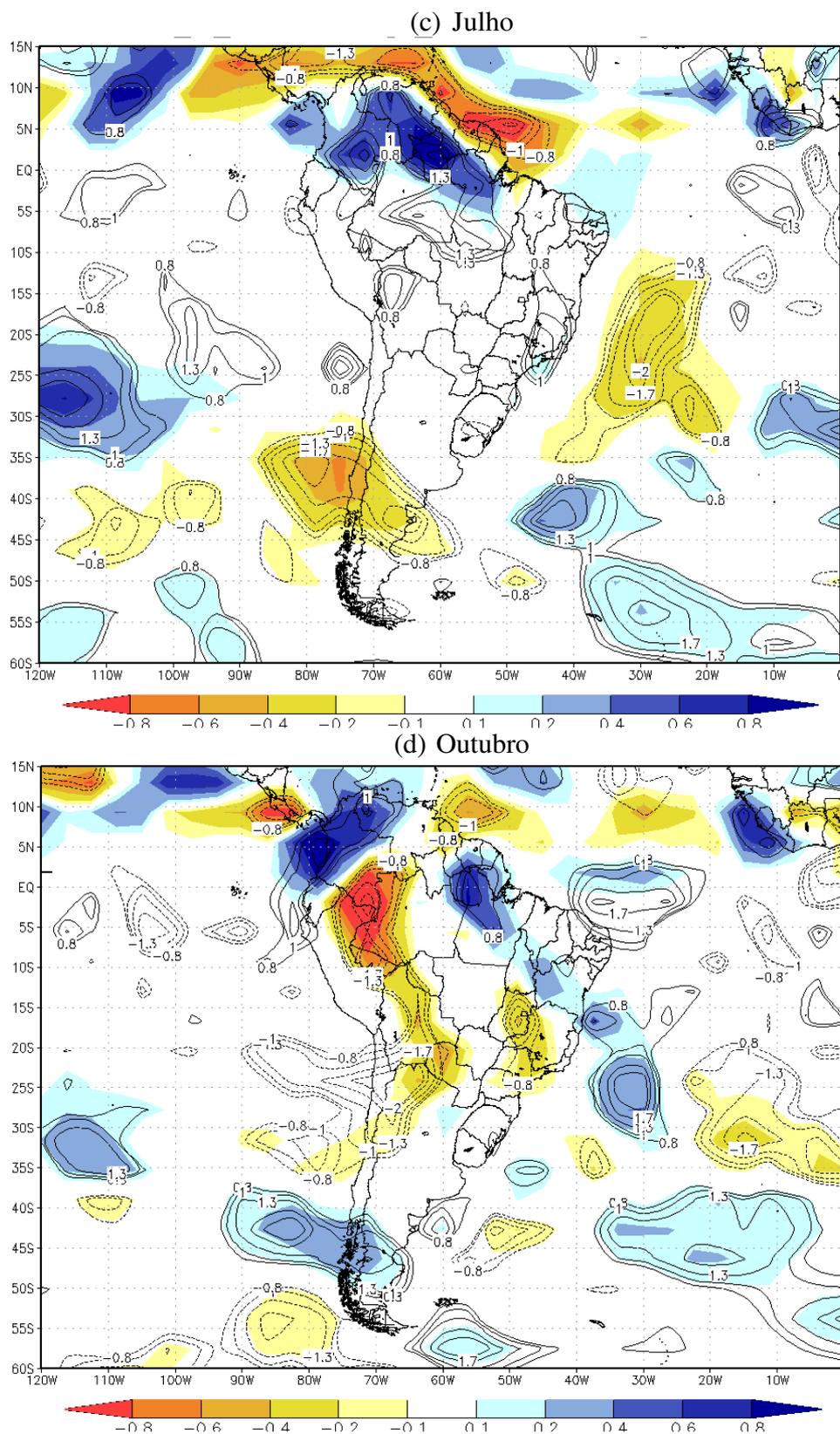


Figura 4.40 – Diferenças no campo de precipitação (mm/dia) entre o cenário do IPCC de diminuição do gelo e o experimento controle, nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro na América do Sul (campo colorido) e os níveis de confiança estatística de 60 a 99% (linhas de contorno).

Em todos os meses, são encontradas regiões com áreas onde as diferenças nos padrões de precipitação são estatisticamente significativas, destacando-se as regiões onde se posicionam a ZCIT e a ZCAS e o centro norte da Argentina no mês de janeiro. Em abril e julho (Figuras 4.40(b) e (c)), o norte da América do Sul e a região sul da Argentina são regiões de destaque em termos de significância estatística. Em outubro (Figura 4.40(d)), sobre a região de Goiás e Minas Gerais, aparece um decréscimo estatisticamente significativo de precipitação em um mês, que é indicado como o início da estação chuvosa nas regiões centro-oeste e sudeste do Brasil. A oeste da região Amazônica percebe-se também um decréscimo de precipitação no mês de outubro com alta significância estatística (Figura 4.40(d)). Em todos os meses, as diferenças entre a simulação e o caso controle são estatisticamente significativas na região das trajetórias dos ciclones entre 35 e 55°S de latitude.

## CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Nos últimos anos, e com maior ênfase desde 2007 quando da publicação do IV Relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Globais, é reconhecido que as mudanças nos gases constituintes da atmosfera têm contribuído com as variações do clima em escala global, sendo esses efeitos denominados como mudanças climáticas globais. Os estudos realizados pela comunidade científica, cujos resultados estão armazenados em milhares de artigos publicados em livros e revistas, contabilizam evidências e revelam tendências e alterações na temperatura do ar em escala regional e global, no nível médio do mar, na extensão do gelo em vastas áreas dos continentes e mares do planeta e diferentes alterações regionais e globais nos padrões de precipitação.

A América do Sul apresenta padrões de precipitação com uma forte relação com a latitude (grande extensão norte-sul), com a localização meridional (regiões na faixa tropical onde convivem altos índices de precipitação com região semiárida), onde são observadas variações sazonais significativas (mesmo próximo ao Equador) e ainda mostra, dentro desses padrões, significativas variações interanuais, interdecadais e multidecadais. A posição, o deslocamento e a intensidade dos principais sistemas meteorológicos que atuam sobre a América do Sul, quais sejam, a Zona de Convergência Intertropical, a Zona de Convergência do Atlântico Sul, os Distúrbios Ondulatórios de Leste e os Sistemas Frontais, determinam os padrões de precipitação no continente. As características médias da distribuição da precipitação e suas variações espaciais e temporais em diferentes escalas impactam os recursos hídricos no país. Um gerenciamento adequado desses recursos pressupõe um conhecimento profundo da climatologia da precipitação, ou seja, de seu estado básico, suas variações e extremos.

O primeiro ponto que é enfatizado, neste trabalho, é o fato de que o sistema climático terrestre atua de tal forma que a modificação de algum de seus componentes impacta fortemente o comportamento dos demais. Fatores externos como a radiação proveniente do sol ou as variações nas características da órbita do planeta são básicos para a definição da energia que chega ao sistema e dá início aos processos dinâmicos e termodinâmicos que aqui são observados. Os constituintes da atmosfera e o tipo de superfície que recebe a radiação solar em suas diferentes formas (direta ou difusa) tais como florestas, oceanos, mares, rios, lagos, gelo, solo urbano, entre outras, definem a maior parte das características climáticas regionais e globais. Algumas dessas características alteram-se ao longo das estações do ano e

mesmo ao longo dos anos, determinando as variações do clima e as mudanças climáticas. O clima de uma região sofre também influências remotas (as teleconexões) decorrentes das interações da atmosfera com os oceanos que conseguem propagar, por serem fluidos, alterações significativas de regiões distantes para outras, e que modificam de tempos em tempos o clima sentido pela população, modificações que trazem também fortes impactos econômicos.

Um dos componentes do sistema climático terrestre, o gelo marinho, tem se revelado como um forte indicador das mudanças climáticas globais. Sua extensão e espessura tem se alterado muito em décadas recentes, sendo observada uma redução em quase todo o hemisfério norte e em parte do hemisfério sul associadas a essas mudanças climáticas. Na região do Ártico, observou-se uma taxa média entre 3,5 e 4,1% de diminuição por década no período entre 1979-2012, encontrando-se valores que chegam a 9,3% de redução por década na região do Mar de Barents. Nas regiões compreendidas pelo Mar de Bellingshausen e Mar de Amundsen no hemisfério sul, a redução observada chega a 4,3% por década no mesmo período de referência.

Por ser o clima o resultado de um sistema complexo onde todos os seus integrantes interagem entre si influenciando uns aos outros, é natural supor que as alterações na extensão do gelo marinho impactarão a circulação atmosférica em escala regional podendo até mesmo ter um efeito global cuja quantificação tem sido objeto de pesquisas há vários anos. Muitos são os trabalhos que tratam da evolução do clima ao longo das eras e que mostram o acoplamento entre a extensão do gelo marinho nas regiões polares e a circulação geral da atmosfera com consequências nos padrões de precipitação, principalmente na região tropical. Com a denominada “amplificação térmica” que retrata um maior aquecimento da temperatura do ar na região Ártica em decorrência do aquecimento global, grande é a preocupação com a aceleração da redução do gelo marinho e as prováveis consequências no clima.

Nesta pesquisa, foram criados cenários prováveis para a redução da extensão do gelo marinho em cada uma das regiões onde se tem verificado tendências de diminuição nas últimas décadas, determinando-se, desse modo, a redução esperada para meados deste século, aplicando-se cumulativamente as taxas médias observadas no período de 1979-2012. Assim, espera-se que, em 2050, a extensão do gelo marinho em relação aos valores atuais sejam, respectivamente, de 50,2% no Mar de Barents, 64,4% no mar a leste da Groenlândia, 60,2% no mar a oeste da Groenlândia, 83,8% na região da Baía de Foxe, 71,9% na região da Baía de

Hudson, de 85,6% no Mar Ártico e de 73,5% na região dos Mares de Bellingshausen e Amundsen.

O modelo de circulação geral da atmosfera SPEEDY foi usado para analisar as consequências das mudanças na extensão do gelo marinho sobre o clima, em especial sobre os padrões de precipitação na América do Sul. As diversas simulações com o modelo foram implementadas aplicando-se, como condições de contorno inferior, as taxas de redução resultantes dos cenários estabelecidos, comparando-se o comportamento médio das variáveis simuladas em cada caso com uma integração, chamada caso controle, onde a extensão do gelo marinho implementada no modelo corresponde aos valores médios atuais (climatologia de 1979-2008). Todos os experimentos realizados compreenderam períodos de 110 anos de integrações, tendo sido descartados os 10 primeiros anos, período considerado suficiente para que o modelo se estabilizasse e representasse adequadamente o clima sob as novas condições impostas ao sistema climático.

Para a validação dos resultados encontrados, foram feitas comparações entre os campos gerados pelo modelo SPEEDY no experimento de controle e os dados contidos nas reanálises do CFSR do NCEP para os campos da precipitação e para as variáveis que descrevem as principais características da circulação atmosférica global, quais sejam o potencial de velocidade na alta troposfera, a função de corrente na baixa troposfera e o movimento vertical em níveis médios da troposfera, comparações que mostraram a qualidade das simulações deste modelo considerado de complexidade intermediária. Os campos médios mensais nas simulações apresentaram configurações muito semelhantes às observadas nos dados das reanálises, ressaltando-se aquelas características muito dependentes na resolução espacial usada que é de aproximadamente 50 km nas reanálises e 300 km nas simulações com o SPEEDY.

Aqueles que se dedicam à modelagem numérica sabem da importância que é representar bem a circulação da atmosfera. Se os movimentos verticais, as convergências/divergências e os vórtices estão corretamente posicionados, com sinal e intensidade adequados, os campos de precipitação tem mais chances de serem corretamente simulados. A chuva é o resultado de vários e complexas interações dinâmicas e termodinâmicas que ocorrem na atmosfera e nos modelos numéricos é o resultado de várias parametrizações que podem limitar a qualidade dos resultados das simulações. Dessa maneira, é comum que, em pesquisas onde sejam feitas simulações numéricas, discutam-se,

inicialmente, os resultados que descrevem os campos cinemáticos. Nesse contexto, destaca-se o comportamento do potencial de velocidade ( $\chi$ ) em 200 hPa nos meses de janeiro e abril nas simulações com redução do gelo no Mar de Barents e no mar a oeste da Groenlândia que conduzem para um aumento (diminuição) do potencial para a atividade convectiva profunda pelo aumento dos setores divergentes (convergentes) na alta troposfera em janeiro (abril) sobre a região nordeste do Brasil que pode resultar no aumento (diminuição) da precipitação na região nessa época do ano. Na simulação com redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia, aparece também, nas regiões central e sul da América do Sul, uma região de diferenças negativas de  $\chi$  em julho, revelando possibilidade de aumento na convecção, o que é relevante para vários países e para a região da bacia do Prata. Na análise das diferenças no campo da função de velocidade ( $\psi$ ) no nível de 850 hPa obtidas nos experimentos de redução do gelo marinho com o experimento controle, o que se procura são as alterações nas anomalias da vortacidade em níveis baixos da troposfera, com valores negativos (positivos) no hemisfério sul revelando aumento do escoamento ciclônico (anticiclônico) que resulta em regiões com situações favoráveis (desfavoráveis) ao aumento da precipitação. Em todos os resultados apresentados nesta tese, a atividade ciclônica na baixa troposfera parece se intensificar ao sul da América do Sul em janeiro e abril. Com exceção do experimento de redução do gelo marinho a leste da Groenlândia, todos os demais experimentos em janeiro apresentam uma intensificação da vortacidade anticiclônica na costa Atlântica na altura da região sudeste do Brasil, provavelmente indicando uma intensificação da vortacidade anticiclônica num ambiente já anticiclônico associado à Alta Subtropical do Atlântico Sul. Nos experimentos de redução do gelo marinho no Mar de Barents em julho e outubro, e no experimento no mar a oeste da Groenlândia em julho, destaca-se também uma intensificação na vortacidade anticiclônica na costa da região sul do Brasil. No mês de julho, na costa do Nordeste do Brasil, aparece uma anomalia positiva de  $\psi$  nos experimentos referentes à redução do gelo nos mares do entorno da Groenlândia, tanto a leste como a oeste, evidenciando um aumento na atividade convectiva na época em que estão mais atuantes os distúrbios ondulatórios de leste (DOL). Tendo em conta que movimentos verticais ascendentes estão associados com formação de nuvens e possibilidade de precipitação, observa-se em todos os cenários de redução do gelo marinho no mês de janeiro uma diminuição do movimento vertical ascendente na parte central da Argentina e um aumento deste movimento na costa norte do nordeste brasileiro e na costa noroeste do continente sul-americano. Em abril, percebe-se anomalias positivas e negativas vizinhas em faixas da região

norte do nordeste do Brasil, revelando possivelmente um deslocamento da Zona de Convergência Intertropical. Do mesmo modo, em todos os experimentos de redução do gelo marinho no hemisfério norte, em janeiro, é possível discernir um leve aumento dos movimentos ascendentes na região preferencial de localização da Zona de Convergência do Atlântico Sul, indicando uma possível intensificação deste sistema face a essa alteração na extensão do gelo marinho. Em julho, revelou-se um aumento do movimento ascendente no Pacífico em latitudes entre 20<sup>0</sup> e 40<sup>0</sup> S e no Atlântico entre 40<sup>0</sup> e 60<sup>0</sup> S, assim como em janeiro e abril nos oceanos Pacífico e Atlântico, em latitudes superiores a 30<sup>0</sup>, associados provavelmente a uma intensificação dos ciclones migratórios comuns a essas regiões. Outro resultado relevante observado em todos os experimentos realizados é o aparecimento de anomalias positivas que se estendem da África até a costa do nordeste do Brasil em julho, revelando um aumento no movimento vertical ascendente nesta região que pode estar associado com o deslocamento dos cavados que caracterizam os distúrbios ondulatórios de leste e levam precipitação à essa região nesta época do ano.

As conclusões mais importantes que atendem à proposta do tema desta pesquisa devem se referir, naturalmente, às diferenças encontradas nos padrões de precipitação decorrentes das simulações feitas usando os cenários de redução do gelo marinho. Foi feita a opção de analisar os impactos causados sobre os principais sistemas meteorológicos (ZCIT e ZCAS) que determinam a chuva sobre o continente e ressaltar os resultados sobre as regiões geográficas (Amazônia, nordeste do Brasil e parte central e sul da América do Sul). Esse fato permitiu separar as características relevantes nas mudanças dos padrões de precipitação e associar alguns dos resultados às bacias hidrográficas do continente.

Inicialmente, o que se evidencia nas anomalias de precipitação é um aumento da precipitação em janeiro e abril sobre o norte do nordeste do Brasil, causado aparentemente pelo deslocamento para sul da ZCIT. É importante ressaltar que esse resultado aparece em todos os experimentos nesses meses do ano, representativos das condições de verão e outono do hemisfério sul. Em janeiro, um aumento de precipitação é perceptível no norte do estado do Amazonas, em Roraima, nas Guianas e no Suriname, principalmente no experimento de redução do gelo na Baía de Foxe e no experimento denominado de IPCC. Nesse mesmo mês, com exceção do experimento que reduz o gelo marinho no mar a oeste da Groenlândia, todos os outros experimentos conduzem a uma diminuição da precipitação a oeste do estado do Amazonas o que pode diminuir a reposição das águas nas nascentes dos rios da região

amazônica. Em julho, o que se sobressai é o aumento da precipitação no norte dos estados do Amazonas, Roraima e Pará e na Guiana principalmente na simulação com o cenário do IPCC. Em outubro, observa-se, em todos os experimentos (exceção seria o experimento para o Mar de Barents), um aumento da chuva na Colômbia e uma diminuição no norte do Peru.

Segundo o cenário de redução do gelo marinho denominado de IPCC, a precipitação nos meses de dezembro a fevereiro deverá aumentar na região onde estão os afluentes da margem esquerda do rio Amazonas. O estado de Roraima passaria a receber mais chuva em todos os meses analisados, enquanto que, em Rondônia e no sul do estado do Amazonas, as chuvas reduzir-se-ão nesses três meses do ano. Já nos meses de junho e julho, além de Roraima, espera-se uma intensificação nas taxas de precipitação no norte do estado do Pará. O já citado deslocamento da ZCIT para o sul percebido nas simulações usando os vários cenários de redução do gelo marinho ocasionará uma diminuição das chuvas ao norte dos estados do Maranhão, Piauí e Ceará nos meses de fevereiro e março e um aumento significativo de precipitação nos estados da costa leste do NEB em fevereiro e abril. Em maio e junho, época em que os distúrbios ondulatórios de leste (DOL) atingem a costa leste do NEB, o que se espera é um aumento na precipitação revelada pelo experimento IPCC. Na região central e sul da América do Sul, as alterações mais marcantes nos padrões de precipitação no mês de janeiro são uma diminuição das chuvas na parte central da Argentina e um aumento no sul do Chile, que é revelada nos cenários de redução do gelo no Mar de Barents, nos mares a leste e oeste da Groenlândia e no experimento denominado de IPCC. Em abril, observa-se um aumento de precipitação no Chile e sul da Argentina (idem em outubro), assim como uma diminuição da chuva no estado do Rio Grande do Sul, quando se prescreve a diminuição do gelo marinho nessas simulações com o modelo SPEEDY. Preocupa as anomalias negativas no campo da precipitação que são observadas em outubro sobre a parte central da América do Sul e partes da região sudeste do Brasil nos experimentos de redução do gelo IPCC e nos mares no entorno da Groenlândia, pois isso pode significar um atraso no início da estação chuvosa nas regiões centro-oeste e sudeste do Brasil que normalmente acontece neste mês de outubro.

O experimento de redução do gelo nos Mares de Bellingshausen & Amundsen conduz a anomalias negativas de chuva sobre o nordeste brasileiro de novembro a fevereiro, época que já é de pouca chuva na região. A região tradicionalmente ocupada pela ZCAS no verão apresenta um aumento de chuva no mês de janeiro, uma extensão da banda oceânica da ZCAS no mês de dezembro e um aumento de precipitação sobre os estados de São Paulo e Paraná

em fevereiro, aumento esse possivelmente associado ao deslocamento da ZCAS para sul nesse mês. Em janeiro, esta simulação de redução do gelo marinho, denominada de MB&A, apresenta uma anomalia negativa de chuvas sobre o litoral leste da América do Sul que vai do estado do Rio de Janeiro até Santa Catarina, diferentemente das simulações de diminuição do gelo no hemisfério norte onde essa anomalia estava localizada mais ao norte, cobrindo o estado do Rio de Janeiro, o Espírito Santo e parte de Minas Gerais. Em julho só se observa diferenças nos padrões de chuva sobre o sul do Chile e da Argentina, com anomalias negativas, e sobre o oceano Atlântico no litoral da região sul do Brasil. Esse comportamento no mês de julho é exatamente o oposto verificado nas simulações de redução do gelo no mar a oeste da Groenlândia. As diferenças na precipitação entre a simulação com o cenário MB&A e o experimento controle, na precipitação esperada em outubro, revela uma área extensa de anomalias negativas sobre toda a região sudeste do Brasil e norte da Argentina e uma área de aumento de precipitação no sul da Argentina e oceano Pacífico vizinho, resultado bem parecido com o encontrado na simulação da redução do gelo no mar a leste da Groenlândia.

Nos últimos anos, tem-se observado a predominância do sinal negativo nos padrões NAN e NAO, e positivo no caso da SAM, assim como tem sido expressiva a redução da extensão do gelo marinho principalmente no hemisfério norte. As análises feitas neste trabalho sobre os compósitos agrupando os casos de precipitação ponderados e separados entre os valores positivos e negativos da NAN, NAO e SAM, revelam semelhanças, principalmente no mês de janeiro, com os resultados das anomalias de precipitação encontrados nas simulações de redução do gelo marinho, principalmente no que se refere ao posicionamento da ZCIT e da ZCAS (SANTOS *et al.*, 2018). Como evidenciado na revisão bibliográfica, esses padrões de teleconexões têm sido associados com variações na precipitação nas regiões tropicais em escalas sazonais e interanuais (caso da NAM e NAO), e com variações na precipitação e na temperatura na região sul do Brasil e da América do Sul (SAM). Esses vínculos reforçam os resultados das simulações que articulam alterações no gelo marinho com as alterações nos padrões de precipitação.

As diferenças entre as simulações de redução na extensão do gelo e do caso controle foram tomadas sempre sobre médias de 100 anos de integrações, amostra com tamanho suficiente para a verificação do nível de confiança das diferenças encontradas. Através da aplicação do teste-*t Student* para comparação de médias, pôde-se construir mapas comparando-se as diferenças encontradas nos valores da precipitação e o nível de confiança

dessas diferenças. Destacam-se as regiões da ZCIT e da trajetória dos ciclones em todos os meses analisados onde os níveis de confiança para as diferenças encontradas foram mais elevados, além da área onde se localiza a Alta Subtropical do Atlântico em abril e julho e, no caso do mês de outubro, a região a leste dos Andes (da Colômbia a Argentina), e um trecho das regiões centro-oeste e sudeste do Brasil que incluem Goiás, Minas Gerais e São Paulo.

Pelos resultados apresentados, pode-se concluir que o modelo atmosférico SPEEDY pôde cumprir razoavelmente bem a tarefa de descrever as alterações nos padrões da precipitação sobre a América do Sul decorrentes da inclusão de alterações na cobertura do gelo marinho nas várias regiões das altas latitudes onde essa redução vem sendo verificada nos últimos anos. Pelos resultados apresentados, percebe-se que, embora em muitos casos haja coincidências, também se destaca o fato de que as mudanças nos padrões de precipitação variam conforme o local onde se aplica a redução do gelo marinho nas altas latitudes.

A consolidação de um único cenário agrupando todas as reduções consideradas, como no experimento IPCC, parece ser bem adequada já que este é o cenário mais provável para os próximos anos. Cabe ressaltar que a redução do gelo marinho vem se intensificando como mostram as pesquisas mais recentes, o que leva a recomendação de que taxas maiores de redução sejam aplicadas nas simulações, assim como se estenda a aplicação da redução esperada para o final deste século e não só até 2050.

Como retratado na revisão bibliográfica desta tese, o gelo marinho na maior parte do entorno da Antártica, diferentemente do que acontece nos Mares de Bellingshausen & Amundsen, está aumentando sua extensão. Recomenda-se que sejam feitas simulações com cenários que levem em consideração esse aumento e que se criem cenários onde as duas tendências, sejam de redução ou de aumento do gelo marinho, possam ser usadas na integração do modelo simultaneamente para que esse gradiente seja percebido pelo modelo e retrate as consequências sobre os padrões da circulação e das chuvas.

Recomenda-se, ainda, para trabalhos futuros, o uso de modelos onde estejam acoplados o oceano e a atmosfera já que parte da propagação dos efeitos da redução do gelo no mar deve se dar através de mudanças na salinidade e na temperatura da superfície do mar, que impactam também a circulação dos oceanos, sendo todos esses elementos fundamentais na determinação do clima e de sua variabilidade.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER R.F., HUFFMAN G.J., CHANG A., FERRARO A., XIE P.P., JANOWIAK J., RUDOLF B., SCHNEIDER U., CURTIS S., BOLVIN D., GRUBER A., SUSSKIND J., ARKIN P., NELKIN E. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-present). *J. Hydrometeorology*, 4:1147-1167, 2003.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Meteor.* **22**, p. 63-74, 2007.
- AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. Climate Change: An Information Statement, 2012. <https://www.ametsoc.org/ams/index.cfm/about-ams/ams-statements/statements-of-the-ams-in-force/climate-change/>, consulta em 10/08/2017.
- ANDREAS, E.; MURPHY, B. Bulk transfer coefficients for heat and momentum over leads and polynyas. *Journal of Physical Oceanography*, v. 16, p. 1875–1883, 1986.
- BARIMALALA, R.; BRACCO, A.; KUCHARSKI, F. The representation of the South Tropical Atlantic teleconnection to the Indian Ocean in the AR4 coupled models. *Clim Dyn*, **38**, p. 1147-1166, 2012.
- BINDOFF N and others .Detection and attribution of climate change: from global to regional. In Stocker TF and 9 others eds. *Climate change: the physical science basis*. Contributions of Working Group 1 to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York. 2013
- BLUNDEN, J.; ARNDT, D. S.; G. HARTFIELD, G. Eds. State of the Climate in 2017. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 99 (8), Si–S332, 2018 doi:10.1175/2018BAMSStateoftheClimate.1.
- BLUNDEN, J.; ARNDT, D. S. Abstract. [in: “State of the Climate in 2016”]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97(8), 2017. Sxvi, doi:10.1175/2016BAMSStateoftheClimate.1.
- BOURKE, W. A multi-level spectral model. I. Formulation and hemispheric integrations. *Mon. Wea. Rev.*, 102, p. 687-701 1974.
- BRACCO, A.; KUCHARSKI, F.; KALLUMMAL, R.; MOLTENI, F. Internal variability, external forcing and climate trends in multi-decadal AGCM ensembles. *Clim Dyn*, **23**, p. 659-678, 2004.
- BRACCO, A.; KUCHARSKI, F.; MOLTENI, F.; HAZELEGER, W.; SEVEIJNS, C. A recipe for simulating the interannual variability of the Asian summer monsoon and its relation with ENSO. *Clim Dyn*, **28**, p. 441-460, 2007.
- BUDD, W.; GORDON, A.; HEMPEL, G.; LORIUS, C.; WELLER, G. The role of Antarctica in global change. Polar Record, Prepared by the Steering Committee for the IGBP. ICSU Press/SCAR, Cambridge, v. 26, p. 28, 1989. ISSN 1475-3057. Available from: <[http://journals.cambridge.org/article\\_S0032247400022981](http://journals.cambridge.org/article_S0032247400022981)>. 6, 8
- BULIC, I. H.; KUCHARSKI, F. Delayed ENSO impact on spring precipitation over North/Atlantic European region. *Clim Dyn*, **38**, p. 2593-2612, 2012.

- BULIC, I. H.; BRANKOVIC, C.; KUCHARSKI, F. Winter ENSO teleconnections in a warmer climate. *Clim Dyn*, **38**, p. 1593-1613, 2012.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*. v. **15**, p. 2377-2394, 2002.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*. v. **17**, p. 88-108, 2004.
- 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 austral summer. *J. Climate* **18**, p. 702-718, 2005.
- CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Org.), **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos. p. 317-335 , 2009
- CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. *Atmospheric Research*, v. **118**, p. 27-40, 2012.
- CAVALIERI, D. J. Arctic and Antarctic sea ice concentrations from multichannel passive-microwave satellite data sets: October 1978 – September 1995. User's Guide. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, 1997. (NASA technical memorandum). Available from: <<http://books.google.com.br/books?id=MH2gQwAACAAM>>. 11, 24, 27
- CAVALIERI, D. J.; PARKINSON, C. L. Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2006. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 113, n. C7, p. n/a–n/a, 2008. ISSN 2156-2202. Available from: <<http://dx.doi.org/10.1029/2007JC004564>>. 11
- CAVALIERI, D.J.; PARKINSON. C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *Cryosphere*, 6(4), 881–889, 2012. (doi: 10.5194/tc-6-881-2012)
- CAVALIERI, D. J.; PARKINSON, C. L.; GLOERSEN, P.; COMISO, J. C.; ZWALLY, H. J. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C7, p. 15803–15814, 1999. ISSN 2156-2202. Available from: <<http://dx.doi.org/10.1029/1999JC900081>>. 1, 11, 24, 27.
- COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F. ; FIRPO, M. A. F. . A Seca de 2013 a 2015 na Região Sudeste do Brasil. *Climanálise* (São José dos Campos), v. 1, p. 1, 2016.
- COMISO, J. C.; CAVALIERI, D. J.; PARKINSON, C. L.; GLOERSEN, P. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques. *Remote Sensing of Environment*, v. 60, n. 3, p. 357–384, 1997. ISSN 0034-4257. Available from: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425796002209>>. 11
- DEE D P *et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 553-597, 2011, DOI: 10.1002/qj.828,

- DESER, C.; TOMAS, R.; ALEXANDER, M.; LAWRENCE, D. The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty-first century. *J. Climate* **23**, p. 333–351, 2010.
- DESER, J. E. WALSH, AND M. S. TIMLIN: Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *J. Climate*, 13, 617–633, 2000.
- DESER, C; SUN, L.; TOMAS, R. A.; SCREEN, J. Does ocean coupling matter for the northern extratropical response to projected Arctic sea ice loss? *Geophys. Res. Lett.*, 43, 2149-2157, 2016. <https://doi.org/10.1002/2016GL067792>
- DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. A.; MECHOSO, C. R. Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *J. Climate* **11**, p. 251-2571, 1998.
- DICKSON, R.R. AND COAUTHORS. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 13, 2671–2696, 2000.
- DONG, B.-W., AND R. T. SUTTON: Adjustment of the coupled ocean–atmosphere system to a sudden change in the thermohaline circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1728, 2002, doi:10.1029/2002GL015229.
- FAN, T.; DESER, C.; SCHNEIDER, D. P. Recent Antarctic sea ice trends in the context of Southern Ocean surface climate variations since 1950. *Geophysical Research Letters*. 2419-2426, 2014. Doi: 10.1002/2014GL059239.
- FEUDALE, L.; KUCHARSKI, F. A common mode of variability of African and Indian monsoon rainfall at decadal timescale. *Clim Dyn*, **41**, p. 243-254, 2013.
- FRANCIS, J.A., CHAN, W.; LEATHERS, D.J.; MILLER, J.R.; VERON, D.E. Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent. *Geophys. Res. Lett.*, 36:L07503, 2009.
- FRANCIS, J.A., VAVRUS, S. J. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 39:L06801, 2012.
- GEIRINHAS, J. L.; TRIGO, R. M.; LIBONATI, R.; COELHO, C. A. S.; PALMEIRA, A. C. Climatic and synoptic characterization of heat waves in Brazil. *International Journal of Climatology*, v. 1, p. 1, 2017.
- GILDOR, H., Y. ASHKENAZY, E. TZIPERMAN, AND I. LEV,: The role of sea ice in the temperature-precipitation feedback of glacial cycles. *Climate Dyn.*, 43, 1001–1010. 2013, doi: 10.1007/s00382-013-1990-7
- GRIMM, A. M. Variabilidade interanual do clima no Brasil In: CAVALCANTI, I F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Org.), *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo, Oficina de Textos, p. 353-374. 2009
- GRIMM, A. M.; TADESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America *J. Climate*, **22**, p. 1589-1609, 2009.

- GUO D.; GAO, Y.; BETHKE, I.; GONG, D.; JOHANNESSEN, O. M.; WANG, H. Mechanism on how the spring Arctic sea ice impacts the East Asian summer monsoon. *Theor Appl Climatol*, published online 23 March 2013. doi:10.1007/s00704-013-0872-6
- HARANGOZO, S. A. Atmospheric circulation impacts on winter maximum sea ice extent in the west Antarctic Peninsula region (1979-2001). *Geophysical Research Letters*, 33, L02502, 2006. doi: 10.1029/2005GL024978.
- HERMAN, G.F.; JOHNSON, W. T. The sensitivity of the general circulation to Arctic sea-ice boundaries: A numerical experiment. *Mon. Weather Rev.* 106: 1649-1664. 1978
- HOLTON, J.R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, fourth edition. Academic Press, 535pp, 2004.
- HONDA, M., K.; YAMAZAKI, Y.; TACHIBANA, TAKEUCHI, K. Influence of Okhotsk sea-ice extent on atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3595–3598. 1996
- HUANG, B.; KENNEDY, J.; XUE, Y.; ZHANG, M-H. Sea surface temperature. [in “State of the Climate in 2016”]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97(8), S63–S66, 2017. doi:10.1175/2016BAMSStateoftheClimate.1
- INOUE, J.; HORI, M. E.; TAKAYA, K. The role of Barents Sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly *J. Climate* 25:2561–2568, 2012.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC): The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J. T. Houghton et al., Eds., Cambridge University Press, 892 pp, 2001.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC): The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Edited by Stocker T. F. et al. Cambridge Uni. Press, Cambridge UK e New York, NY, USA. 2013.
- KAHL, J. D. Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaska Arctic coast. *Int. J. Climatology*, 10, 537–548. 1990.
- KAM, J.; KNUTSON, T. R.; ZENG, F.; WITTENBERG, A. T. CMIP5 model-based assessment of anthropogenic influence on highly anomalous arctic warmth during November-December 2016. [in “Explaining extreme events of 2016”, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 99(1), S34-S38, 2018. Doi: 10.1175/BAMS-D-17-0118.1
- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Decadal variability of northern Brazil rainfall and its realltion to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies *J.Geophys. Res.*, **109**, n. C11011, 2004. DOI: 10.1029/2004JC002429.
- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Variabilidade decenal a multidecenal. Leste In: CAVALCANTI, I F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Org.), *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo, Oficina de Textos, p. 373-383. 2009.

- KALNAY, E. *et al.* The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471. 1996.
- KING, M. P.; KUCHARSKI, F.; MOLTENI, F. The Roles of External Forcings and Internal Variabilities in the Northern Hemisphere Atmospheric Circulation Change from the 1960s to the 1990s. *J. Climate*, 23, p. 6200-6220, 2010.
- KOENIGK, T.; MIKOLAJEWICZ, U.; JUNGCLAUS, J. H.; KROLL, A. Sea ice in the Barents Sea: seasonal to interannual variability and climate feedbacks in a global coupled model. *Climate Dynamics*, 3: 1119-1138, 2009.
- KUCHARSKI, F.; MOLTENI, F.; BRACCO, A. Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. *Clim Dyn*, 26, p. 79-91, 2006.
- KUCHARSKI, F.; BRACCO, A.; YOO, J. H.; MOLTENI, F. Low-Frequency Variability of the Indian Monsoon-ENSO Relationship and the Tropical Atlantic: The 'Weakening' of the 1980s and 1990s. *J. Climate*, 20, p. 4255-4266, 2007.
- KUCHARSKI, F.; POLZIN, D.; HASTENRATH, S. Teleconnection mechanisms of northeast Brazil droughts: Modeling and empirical evidence. *Rev. Bras. Meteorologia*, 23, p. 115-125, 2008.
- KUCHARSKI, F.; MOLTENI, F.; KING, M. P.; FARNETI, R.; KANG, I-S.; FEUDALE, L. On the need of intermediate complexity general circulation models: a 'SPEEDY' example. *BAMS*, 94, p. 25-30. 2013.
- LEMKE, P.; TRINKL, E. W.; HASSELMANN, K. Stochastic-dynamic analysis of polar sea-ice variability. *J. Physical Oceanography*, v.10, p.2100-2120, 1980.
- LEMES, M. A. M.; MOURA, A. D. *Fundamentos de Dinâmica Aplicada à Meteorologia e Oceanografia*. Ribeirão Preto, Holos Editora. 296 p., 2002.
- LI, Y.; KALNAY, E.; MOTESHARREI, S.; RIVAS, J.; KUCHARSKI, F.; KIRK-DAVIDOFF, D.; BACH, E.; ZENG, N. Climate model shows large-scale wind and solar farms in the Sahara increase rain and vegetation. *Science*, 2018. DOI:10.1126/science.aar5629
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. V. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet East of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, 17, p. 3829-3842, 2004.
- LIEBMANN, B. *et al.* An observed trend in central South America precipitation. *J. Climate*, 2004.
- LIU, J.; CURRY, J. A.; MARTINSON, D. G. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02205, doi:10.1029/2003GL018732, 2004.
- LUTGENS, F. K., TARBUCK, E. J., TASA, D. G. *Foundations of Earth Science*. 7. Ed. 2013. 570 p.
- MACHADO, L. A. T.; FERREIRA, N. J.; LAURENT, H.; DIEDHIU, A. Distúrbios Ondulatórios de Leste In: CAVALCANTI, I F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M.

G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Org.), *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo, Oficina de Textos, 2009. p. 61-74.

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Teor. Appl. Climatology*, 2004 DOI: 10.1007/s00704-004-8,.

MARENGO, J. A. The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: Spatial and temporal variability. *Clim. Dyn.*, **24**, p-11-22, 2005.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, G. S.; OLIVEIRA, T. *et al.* The Drought of Amazonia in 2005. *J. Climate*, **21**, p. 495-516, 2008.

MARTINS, E. S. P. R.; COELHO, C. A. S.; HAARSMA, R.; OTTO, F. E. L.; KING, A.; OLDENBORGH, G. J. V.; KEW, S.; PHILIP, S.; VASCONCELOS JUNIOR, F. C.; CULLEN, H. A multimethod attribution analysis of the prolonged Northeast Brazil hydrometeorological drought (2012-16). *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 99, p. 65, 2017.

MILLER, G. H., *et al.* Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea ice/ocean feedbacks. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L02708, 2012 doi: 10.1029/2011GL050168

MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **126**, p. 1581-1596, 1998.

MOLTENI, F. Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parameterizations. I. Model climatology and variability in multi-decadal experiments. *Clim. Dyn.*, **20**, 175–191. 2003

MOLTENI, F.; KING, M. P.; KUCHARSKI, F.; STRAUS, D. M. Planetary-scale variability in the northern winter and the impact of land-sea thermal contrast. *Clim. Dyn.*, **37**, p. 151-170, 2011.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Boston, v. 38, p.2653-2675, 1981.

MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over southeastern South America and Subtropical Atlantic during the Austral Summer. *J. Climate*, v22, p.1682-1699, 2009.

MYSAK, D. K.; MANAK; MARSDEN, R. F. Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. *Clim. Dyn.*, **5**, 111–133, 1990.

NAKAMURA, T.; YAMASAKI, K.; IWAMOTO, K.; HONDA, M.; MIYOSHI, Y.; OGAWA, Y.; UKITA, J. A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 3209–3227, 2015. <https://doi.org/10.1002/2014JD022848>

NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. *Tellus*, **24**, p. 336-342, 1972.

- NNAMCHI, H. C.; LI, J.; KANG, I.; KUCHARSKI, F. Simulated impacts of the South Atlantic Ocean Dipole on summer precipitation at the Guinea Coast. *Clim. Dyn.*, **41**, p. 677-694, 2013.
- NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. The climatology of drought prediction. Kluwer Academic Publishers. The impact of variation on agriculture, v. 2, 1988.
- OKUMURA, Y. M., C. DESER, A. HU, TIMMERMANN, A.; XIE, S. P. North Pacific climate response to freshwater forcing in the subarctic North Atlantic: Oceanic and atmospheric pathways. *J. Climate*, **22**, P. 1424–1445, 2009.
- OLIVA, F. G. Relações entre o Índice de Oscilação Antártica e as vazões na bacia hidrográfica do rio Uruguai, região Sul do Brasil. Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Departamento de Meteorologia da UFRJ. 67 p., 2011.
- OLIVEIRA, K. S. S. Onda circumpolar Antártica: influência na variabilidade climática do estado do Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Departamento de Meteorologia da UFRJ. 57 p. 2013.
- OLIVEIRA, K. S. S.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. Onda Circumpolar Antártica: Influência na Variabilidade Climática do Estado do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. **31**, p. 403-414, 2016.
- OVERLAND JE, WANG M, WALSH JE, CHRISTENSEN JH, KATTSOV VM, CHAMPAN WL, Climate model projections for the Arctic. In: AMAP (2011a) *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic* (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere. Arctic Monitoring and Assessment Program (AMAP), Oslo, Norway. xii + 538 pp. 2011.
- OVERLAND, J.E.; WOOD, K.R.; WANG, M. Warm Arctic cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea. *Polar Res.* **30**:15787, 2011b.
- OVERLAND, J. E.; FRANCIS, J. A.; HANNA, E.; WANG, M.: The recent shift in early summer Arctic atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L19804, doi: 10.1029/2012GL053268. 2012.
- OVERLAND, J. E.; WANG, M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. *Tellus*, **62A**, p 1-9, 2010
- OVERLAND, J. E., AND M. WANG, When will the summer Arctic be nearly sea ice free? *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2097–2101, 2013: doi: 10.1002/grl.50316.
- PARISE, C. C. Mean climate to increased Antarctic sea ice: The role of sea ice dynamics. Tese de doutorado apresentada ao INPE São José dos Campos, INPE, xxvii + 191 p. 2014.
- PARKINSON, C. L.; CAVALIERI, D. J. Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2010. *The Cryosphere*, v. 6, n. 4, p. 871–880, 2012. Available from: <<http://www.the-cryosphere.net/6/871/2012/>>. xi, 11, 12, 13
- PEDERSEN, R. A.; I. CVIJANOVIC; P. L. LANGEN; B. M. VINTHER. The impacts of regional Arctic sea ice loss on atmospheric circulation and the NAO. *J. Climate*, **29**, 889-902, 2016.

- PEINGS, Y., AND G. MAGNUSDOTTIR,: Response of the wintertime Northern Hemisphere atmospheric circulation to current and projected Arctic sea ice decline: A numerical study with CAM5. *J. Climate*, **27**, 244–264, 2014, doi:10.1175/JCLI-D-13-00272.1.
- PELTO, M. Alpine Glacier. [in “State of the Climate,.” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97(8), S19–S21, 2017, doi:10.1175/2016BAMSSStateoftheClimate.1.
- PEIXOTO, J.; OORT, A. *The Physics of Climate*. Springer-Verlag GmbH, 1992. ISBN 9780883187128. Available from: <<http://books.google.es/books?id=3tjKa0YzFRMC>>. 5
- 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* 21, 5566–5584, 2008.
- PFAFSTETTER, O. Divisão hidrográfica por Ottocodificação. Disponível em <<http://portal1.snirh.gov.br/arquivos/atlasrh2013/1-II-TEXTO.pdf>>.
- PISTONE K, EISENMAN I AND RAMANATHAN V Observational determination of albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice. Proc. Natl Acad. Sci. USA (PNAS), 111(9), 3322–3326, 2014. doi: 10.1073/pnas.1318201111.
- REBOITA, M. S.; SANTOS, I. Análise preliminar da influência de alguns padrões globais de teleconexão na precipitação da América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado, 2012.
- REBOITA, M. S.; SANTOS, I. A. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Climatologia*, vol. **15**, 228-48, 2014.
- REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. *Terra e Didática*, vol. **8**, 34-50, 2012.
- REBOUÇAS, A.; BRAGA, B. TUNDISI, J. G. *Águas Doces no Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*. 3. ed. Escrituras Editora, São Paulo, 748 p. 2006.
- REBOUÇAS, A. C. *Água doce no mundo e no Brasil*. In: *Águas Doces no Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*. Cap. 1. p. 1-35. 2006.
- RICHTER, B. *Em busca da água*. Trad. Maria Beatriz de Medina. São Paulo, Oficina de Textos, 2015.
- RICHTER-MENGE, J; MATHIS, J. T. The Arctic — An overview. [in “State of the Climate in 2016”]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97(8), S129–S130, 2017. doi:10.1175/2016BAMSSStateoftheClimate.1.
- ROBINSON, D. A. Northern hemisphere continental snow cover extent.[in “State of the Climate”]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97(8), S21–S22, 2017, doi:10.1175/2016BAMSSStateoftheClimate.1.
- RUGGIERI, P.; KUCHARSKI, F.; BUIZZA, R.; AMBAUM, M. H. O. The transient atmospheric response to a reduction of sea-ice cover in the Barents and Kara Seas. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **143**, p.1632-1640, 2017.

- SAENGER, C., A. COHEN, D. OPPO, R. HALLEY, AND J. CARILLI.; Surface-temperature trends and variability in the low-latitude North Atlantic since 1552. *Nature Geosci.*, 2, 492–495.2009
- SALATI, E. & MARQUES, J. Climatology of Amazon Region. In: *The Liminology and Landscape-Ecology of a Might River and its Basin*. Ed. Harold Sioli., p. 85-126. 1984
- SALATI, E.; LEMOS, H. M.; SALATI, E.. *Água e o desenvolvimento sustentável*. In: *Águas Doces no Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*. Cap. 2. p. 37-62. 2006.
- SALZMANN, U., AND COAUTHORS: Challenges in quantifying Pliocene terrestrial warming revealed by data-model discord. *Nature Climate Change*,3, 969–974.2013.
- SÁNCHEZ-LUGO, A.; MORICE, C.; BERRISFORD, P.; ARGÜEZ, A. Global surface temperature. [in: “State of the Climate in 2016”]. Bull. *Amer. Meteor. Soc.*, 97(8), S11–S13, 2017. doi:10.1175/2016BAMSStateoftheClimate.1.
- SANTOS, I. A. e FRANCO, N. J. N. Use of Antarctic Oscillation Mensal Index to Evaluate some Interactions with Tropospheric Circulation, In: XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología (CLIMET XIII) y el X Congreso Argentino de Meteorología (CONGREGMET X), 2009, Buenos Aires, 2009.
- SANTOS, I.; REBOITA, M. S.; FRANCO, N. Uma avaliação preliminar do controle dinâmico dos padrões globais de teleconexões. In: Simpósio Internacional de Climatologia, 2011, João Pessoa. *Mudanças Climáticas e os seus Impactos em Áreas Urbanas*, 2011.
- SANTOS, I. A.; REBOITA, M. S. Como as anomalias da TSM do Atlântico Tropical afetam a precipitação no Norte e Nordeste do Brasil. In: XVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2014, Recife. *Anais do XVII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, 2014.
- SANTOS, I. A.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA, A. S.; ROTTUNO FILHO, O. C. Model evidence on how sea ice reduction in boreal high latitudes affects tropical rain. *Journal of Water and Climate Change*, v. 5, p. 1-10. 2018.
- SATYAMURTY, P.; C. A. NOBRE; P. L. SILVA DIAS: *South America. Meteorology of the South Hemisphere*. 476 p. 1998.
- SCHMIDT, M. W.; VAUTRAVERS, M. J.; SPERO, H. J. Rapid subtropical North Atlantic salinity oscillations across Dansgaard-Oeschger cycles. *Nature*, 443,561–564.2006.
- SCREEN J.A Influence of Arctic sea ice on European summer precipitation. *Environ. Res. Lett.* 8:044015, 2013.
- SCREEN, J. A. & SIMMONDS, I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 464 (7293), 1334-1337, 2010. (doi: 10.1038/nature09051).
- SIMMONDS, I.; BUDD, W. F. Sensitivity of the southern hemisphere circulation to leads in the Antarctic pack ice. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, v.117, p.1003-1024, 1991.
- SIMMONDS, I. Comparing and contrasting the behavior of Arctic and Antarctic sea ice over the 35-year period 1979-2013. *Annals of Glaciology*, 2015.

- SIMÕES, J. C. O papel do gelo Antártico no sistema climático. In: Jefferson Cardia Simões; Carlos Albert Eiras Garcia; Heitor Evangelista; Lúcia de Siqueira Campos; Maurício Magalhães Mata; Ulisses Franz Bremer. (Org.). *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. 1 ed. São Paulo: Blucher, v. 1, p. 69-101. 2011.
- SLONOSKY, V. C., L. A. MYSAK, AND J. DEROME. Linking Arctic sea ice and atmospheric circulation anomalies on interannual and decadal timescales. *Atmos.–Ocean*, **35**, 333–366, 1997.
- SOROKINA, S. A.; LI, C.; WETTSTEIN, J. J.; KVAMSTO, N. G. Observed atmospheric coupling between Barents Sea ice and the warm-Arctic cold-Siberian anomaly pattern. *J. Climate*, **29**, 495–511, 2016. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0046.1>
- STRELETSKIY, D. A.; BISKABORN, B.; NOETZLI, J.; LANCKMAN, J-P; ROMANOVSKY, V. E.; SCHOENEICH, P. SHIKLOMANOV, N. I.; SMITH, S. L.; VIEIRA, G.; ZHAO L. Permafrost thermal state. [in “State of the Climate in 2016”]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **97**(8), S11–S13, 2017, doi:10.1175/2016BAMSStateoftheClimate.1.
- STROEVE, J.C.; MASLANIK, J.; SERREZE, M. C.; RIGOR, I.; MEIER, W.; FOWLER, C. Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010. *Geophys Res Lett*, **38**:10.1029/2010GL045662, 2011
- STRONG, C., AND G. MAGNUSDOTTIR: Dependence of NAO variability on coupling with sea ice. *Clim. Dyn.*, **36**, 1681–1689, 2011, doi:10.1007/s00382-010-0752-z.
- SUN, C.; KUCHARSKI, F.; LI, J.; JIN, F.; KANG, I.; DING, R. Western tropical Pacific multidecadal variability forced by the Atlantic multidecadal oscillation. *Nature*, **8**, Article number:15998, 2017.
- TAKAYA, K., NAKAMURA, H. Precursory changes in planetary wave activity for midwinter surface pressure anomalies over the Arctic. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**(3):415–427, 2008.
- TEIXEIRA, M. S. *Atividade de ondas sinóticas relacionada a episódios de chuvas intensas na Região Sul do Brasil*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE. São José dos Campos, 2004.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part 1: month-to-month variability. *J Climate*, **13**, p. 1000-1016, 2000.
- TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 14, n. 16, p. 3433–3443, 2001. Available from: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C3433:eomao%3E2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3C3433:eomao%3E2.0.co;2)>. 6, 9, 14
- TURNER J AND OVERLAND J, Contrasting climate change in the two polar regions. *Polar Res.*, **28**(2), 146–164, 2009, (doi: 10.1111/j.1751-8369.2009.00128.x)
- UVO, C. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. In: *Climanálise*, v. 4, n. 7, p. 34-40, 1989(a).

- UVO, C. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte II: A influência dos ventos e TSM do Atlântico Equatorial. In: *Climanálise*, v. 4, n. 10, p. 39-47, 1989(b).
- UVO, C. R. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S.; KUSHNIR, Y. The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. *J. Climate*, v. 11, p. 551-562, 1998.
- VELASCO, I. e FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, pp. 9591-9613, 1987.
- VERA, C. S.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D. *et al.* Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, v. **19**, n. 20, p. 4977-5000, 2006.
- VIHMA, T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review. *Surv. Geophys.* **35**, 1175–1214, 2014. DOI 10.1007/s10712-014-9284-0.
- WALLACE, J. M. & HOBBS, P. V. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Elsevier, Academic Press, 2 ed. 483 p., 2006.
- WALSH, J. E. Role of sea ice in climate variability: Theories and evidence. *Atmos.–Ocean*, **21**, 229–242, 1983.
- WANG, J.; IKEDA, M. Arctic Oscillation and Arctic sea-ice oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1287–1290. 2000.
- WU, B.; ZHANG, R.; WANG, B.; D'ARRIGO, R. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall. *Geophys Res Lett.* 36:L09501, 2009.
- WU B.; ZHANG R.; D'ARRIGO R; SU, J. On the relationship between winter sea ice and summer atmospheric circulation over Eurasia. *J Climate*, 26:5523–5536, 2013.
- YADAV, R. K., YOO, J. H., KUCHARSKI, K.; ABID, M. A. Why is ENSO influencing Northwest India winter precipitation in recent decades? *J. Climate*, **23**, p. 1979-1993, 2010.
- YNOUE, R. Y., REBOITA, M., AMBRIZZI, T. SILVA, G. A. M. *Meteorologia: noções básicas*. São Paulo, Oficina de Textos, 2017.
- YONGQI, Y.Q., SUN J.Q., LI F., HE S.P., SANDVEN S., YAN Q., ZHANG Z.S., LOHMANN K., KEENLYSIDE N., FUREVIK T., SUO L.L.: Arctic sea ice and Eurasian climate: a review. *Adv. Atmos. Sci.* **32**, 92-114, 2015 doi: 10.1007/s00376-014-0009-6.
- ZAMBONI, L.; KUCHARSKI, F.; MECHOSO, C. R. Seasonal variations of the links between the interannual variability of South America and the South Pacific. *Clim Dyn*, **38**, p. 2115-2129, 2012.