



**ANÁLISE DO IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ÍNDICES CLIMÁTICOS
ASSOCIADOS COM A VARIABILIDADE DOS REGIMES DE CHUVA E VAZÃO NA BACIA DO
RIO SÃO FRANCISCO**

YULY VANESA LONDOÑO ARTEAGA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS HÍDRICOS

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

FACULDADE DE TECNOLOGIA

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**ANÁLISE DO IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM
ÍNDICES CLIMÁTICOS ASSOCIADOS COM A
VARIABILIDADE DOS REGIMES DE CHUVA E VAZÃO NA
BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO**

YULY VANESA LONDOÑO ARTEAGA

ORIENTADOR: CARLOS HENRIQUE RIBEIRO LIMA

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM TECNOLOGIA
AMBIENTAL E RECURSOS HÍDRICOS**

BRASÍLIA/DF: SETEMBRO - 2019.

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**ANÁLISE DO IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ÍNDICES
CLIMÁTICOS ASSOCIADOS COM A VARIABILIDADE DOS REGIMES
DE CHUVA E VAZÃO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO**

YULY VANESA LONDOÑO ARTEAGA

**DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA
CIVIL E AMBIENTAL DA FACULDADE DE TECNOLOGIA DA
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM
TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS HÍDRICOS.**

APROVADO POR:

**Prof. Carlos Henrique Ribeiro Lima, PhD. (ENC-UnB)
(Orientador)**

**Prof. Dirceu Silveira Reis Júnior, PhD. (ENC-UnB)
(Examinador Interno)**

**Prof. Francisco de Assis de Souza Filho, PhD. (UFC)
(Examinador Externo)**

BRASÍLIA/DF, SETEMBRO DE 2019

FICHA CATALOGRÁFICA

LONDOÑO, ARTEAGA YULY VANESA

Análise do impacto das mudanças climáticas em índices climáticos associados com a variabilidade dos regimes de chuva e vazão na bacia do rio São Francisco [Distrito Federal] 2019.

xxiii, 133p., 210 x 297 mm (ENC/FT/UnB, Mestre, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2019). Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1.Mudanças climáticas

2.Dipolo do Atlântico

I.ENC/FT/UnB

3.Ata subtropical

4.Monção da América do Sul

II.Título (Mestre)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

LONDOÑO, Y. V. (2019). Análise do impacto das mudanças climáticas em índices climáticos associados com a variabilidade dos regimes de chuva e vazão na bacia do rio São Francisco. Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 133p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Yuly Vanesa Londoño Arteaga.

TÍTULO: Análise do impacto das mudanças climáticas em índices climáticos associados com a variabilidade dos regimes de chuva e vazão na bacia do rio São Francisco.

GRAU: Mestra

ANO: 2019

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Yuly Vanesa Londoño Arteaga
yvlondonoa@unal.edu.co

Aos meus pais e meu irmão,
por serem o motor da minha vida.
A minha tia Amparo,
por ter sido outra mãe que Deus me deu.
Descanse em paz.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me permitir viver esta experiência maravilhosa, pelas minhas capacidades, pelas oportunidades, por ser a base e o fundamento da minha vida.

Aos meus pais, pela confiança, amor, carinho e apoio incondicional desde o primeiro momento em que decidi empreender esta aventura. Obrigada pelo suporte em cada momento difícil. Obrigada pela companhia nos momentos felizes. Obrigada por fazer de mim a mulher que sou hoje.

Ao meu irmão, por me fazer sentir a irmã mais orgulhosa do mundo. Por seu apoio e suporte em todo momento, sem restrições nem condições. Obrigada pelo amor incondicional.

A Thiarly por se tornar uma pessoa tão importante para mim. Por ter compartilhado comigo todo este tempo, esta experiência, cada momento e por me mostrar o mundo através dos seus olhos. Obrigada pelo apoio, companhia e amor ilimitado.

Ao meu orientador, o professor Carlos Henrique Ribeiro Lima, pelo acompanhamento, paciência, compreensão, disponibilidade, pelos ensinamentos e pela oportunidade de expandir os meus conhecimentos. Sou muito grata de ter trabalhado do seu lado nesta experiência.

A minha turma do PTARH, por ter me recebido e acolhido desde o primeiro momento, e em especial, aos meus amigos mais próximos, Deborah, Ramon, Helen e Dandara. Obrigada meninos por terem sido tão importantes para mim nesta experiência, pela companhia, pela amizade, pela "compinchería", e acima de tudo, por me fazer sentir em casa. Posso dizer com toda certeza que vocês são as pessoas mais legais do Brasil.

A toda minha família, minhas tias, a Susi, Laura, Ana e Juan, pela preocupação, pelo acompanhamento, pelos conselhos, pelo carinho e por sempre estar disponíveis nos momentos que eu mais precisei de vocês.

Aos meus amigos mais próximos, Jesi, Dani, Estefa, John, Pipe, Toro, Milo e Cami, por serem uma parte muito importante da minha vida, por seu apoio, amizade e carinho em todo momento, sem importar o tempo e a distância.

À CAPES e a Agência Nacional de Águas (ANA) pela concessão da bolsa de Mestrado via projeto "Impacto das Mudanças Climáticas em Extremos hidrológicos (secas e cheias)", edital CAPES/ANA de Mudanças Climáticas e Recursos Hídricos N° 19/2015.

A todas as pessoas que de uma forma ou outra, me acompanharam nesta aventura, com uma simples mensagem ou com uma curta ligação, mas que estiveram presentes na minha vida e se preocuparam por mim.

RESUMO

Buscou-se neste trabalho avaliar o impacto das mudanças climáticas em índices climáticos associados à variabilidade da precipitação na bacia do rio São Francisco. Em particular, analisou-se índices climáticos representativos da dinâmica do Sistema de Monção na América do Sul (SAMS). Para isto, foram criados diferentes índices a partir de dados de velocidade do vento em altos e baixos níveis atmosféricos, temperatura superficial no mar e no continente, e pressão ao nível do mar no período histórico (1980-2005), obtidos do reanálise Era-Interim; e no período futuro (2006-2099), obtidos de 14 modelos do *Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5* (CMIP5) para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5. Os resultados obtidos mostraram que os modelos representam adequadamente o comportamento sazonal dos dados observados, no entanto, a variabilidade da magnitude é significativamente alta. No período histórico, a correção do viés dos índices simulados permitiu reduzir o erro relativo da magnitude em relação aos dados observados. Para o período futuro, os modelos mostram uma intensificação positiva do índice do Dipolo nos meses de setembro a fevereiro, indicando valores mais elevados de TSM na região do Atlântico Tropical Norte (ATN). Já para o índice do Contraste, definido como a diferença da temperatura superficial do continente e do oceano, os modelos indicam um aumento positivo nos valores da sazonalidade durante quase todo o ano, sugerindo menor diferença entre as temperaturas continentais e oceânicas. No caso dos índices que caracterizam o Sistema da Alta Subtropical do Atlântico Sul (SAS), os modelos concordam em um aumento da intensidade do centro do SAS e um deslocamento para o sul durante todo o ano, especialmente nos meses de fevereiro a abril. Para os índices que caracterizam o SAMS, os modelos não indicam mudanças significativas no comportamento sazonal dos índices. Entretanto, os resultados mostraram um aumento nas magnitudes máximas e mínimas dos índices, especialmente nos meses do verão, indicando uma intensificação do vento em suas componentes zonal e meridional. Nesse sentido, como consequência do aumento nos fluxos de baixo nível, o regime de vazão da bacia mostra uma relação positiva e diretamente proporcional com os índices de monção, o que indica que no clima futuro, a vazão na bacia poderia experimentar um aumento durante os meses de verão, como resposta de um maior transporte de umidade da bacia amazônica e do oceano Atlântico.

Palavras chave: Mudanças climáticas; Dipolo do Atlântico; Alta subtropical; Monção da América do Sul.

ABSTRACT

The aim of this work was to analyze the impact of climate change on climate indices associated with rainfall variability in the São Francisco river basin. In particular, climate indices representative of the dynamics of the South American Monsoon System (SAMS) were analyzed. For this, different climatic indices were created with wind speed data, sea surface temperature data, continental temperature data and sea pressure level data, obtained from the Era-Interim reanalysis in the historical period (1980-2005), and from 14 models of the Coupled Model Intercomparison Project- Phase 5 (CMIP5) in the future period (2006-2099) for the RCP 4.5 and RCP 8.5 scenarios. The results obtained showed that the models adequately represent the seasonal behavior of the observed data, however, the magnitude variability is significantly high. In historical period, the bias correction of the simulated indices allowed to reduce the relative error of magnitude in relation to the observed data. For the future period, the models show a positive intensification of the Dipole index from September to February, indicating higher SST values in the Tropical North Atlantic (TNA) region. For the Contrast index, defined as the difference in surface temperature of the continent and the ocean, the models indicate a positive increase in seasonality values throughout most of the year, suggesting a smaller difference between continental and oceanic temperatures. In the case of the indices that characterize the South Atlantic High System (SAS), the models agree on an increase in SAS center intensity and a southward shift throughout the year, especially from February to April. For the indices that characterize the SAMS, the models do not indicate significant changes in the seasonal behavior of the indices. However, the results show an increase of maximum and minimum index magnitudes, especially in summer months, indicating an intensification of the wind velocity in its zonal and meridional components. In that context, as a consequence of the increase in low level flows, the basin flow regime shows a positive and directly proportional relationship with the monsoon indices, which indicates that in future climate, the basin flow could experience an increase during summer months, as a response to the increased moisture transport from the Amazon basin and the Atlantic Ocean.

Keywords: Climate change; Atlantic Dipole; Subtropical High; South America Monsoon.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	xi
LISTA DE FIGURAS	xvi
LISTA DE SÍMBOLOS, NOMENCLATURAS E ABREVIACÕES	xvii
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	4
2.1 OBJETIVO GERAL	4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E REFERENCIAL TEÓRICO	5
3.1 SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL	5
3.2 GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO DO ATLÂNTICO TROPICAL	8
3.3 SISTEMA DA ALTA SUBTROPICAL NO OCEANO ATLÂNTICO	11
4 DADOS E METODOLOGIA	15
4.1 ÁREA DE ESTUDO	15
4.1.1 Localização e Características Gerais	15
4.1.2 Características Climáticas	17
4.2 DADOS USADOS	18
4.2.1 Dados Observados	18
4.2.2 Reanálise Era-Interim	19
4.2.3 Modelos CMIP5	22
4.3 CARACTERIZAÇÃO DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DO REGIME DE VAZÃO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO	23
4.3.1 Variabilidade temporal da vazão	23
4.3.2 Variabilidade espacial da vazão	24
4.3.3 Análise da distribuição empírica do regime de vazão	25
4.3.4 Associação com fenômenos macroclimáticos	25
4.4 VARIABILIDADE DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO HISTÓRICO	26
4.4.1 Variabilidade sazonal das variáveis atmosféricas	26
4.4.2 Variabilidade sazonal dos índices climáticos observados no período histórico	26
4.4.3 Variabilidade sazonal dos índices climáticos simulados no período histórico	29

4.4.4	Análise estatística dos índices climáticos simulados	30
4.4.5	Associação dos índices climáticos com o regime de vazão na bacia do Rio São Francisco	31
4.5	VARIABILIDADE DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO FUTURO	31
4.5.1	Variabilidade sazonal dos índices climáticos no período futuro	32
4.5.2	Variabilidade das características estatísticas dos índices no período futuro	32
4.5.3	Comparação dos cenários climáticos analisados	32
4.5.4	Impacto das mudanças climáticas nos sistemas de larga escala e no regime de vazão da bacia do rio São Francisco	33
5	CARACTERIZAÇÃO DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DO REGIME DE VAZÃO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO	34
5.1	VARIABILIDADE TEMPORAL DA VAZÃO	34
5.1.1	Variação Sazonal	34
5.1.2	Análise de persistências	36
5.1.3	Análise espectral	38
5.2	VARIABILIDADE ESPACIAL DA VAZÃO	42
5.3	ANÁLISE DA DISTRIBUIÇÃO EMPÍRICA DO REGIME DE VAZÃO	44
5.3.1	Regime de vazão mensal	44
5.3.2	Regime de vazão máxima anual	44
5.4	ASSOCIAÇÃO COM FENÔMENOS MACROCLIMÁTICOS	47
6	VARIABILIDADE DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO HISTÓRICO	53
6.1	VARIABILIDADE SAZONAL DAS VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS	53
6.2	VARIABILIDADE SAZONAL DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS OBSERVADOS NO PERÍODO HISTÓRICO	59
6.2.1	Índices característicos do Sistema de Monção da América do Sul	60
6.2.2	Índices característicos da variação da Temperatura Superficial	61
6.2.3	Índices característicos do Sistema da Alta Subtropical	63
6.3	VARIABILIDADE SAZONAL DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS SIMULADOS NO PERÍODO HISTÓRICO	65
6.3.1	Índices de Vento	65
6.3.2	Índices de Temperatura	68
6.3.3	Índices de Pressão	70
6.4	ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS SIMULADOS	73
6.4.1	Distribuição Empírica	73
6.4.2	Correção do viés	75
6.5	ASSOCIAÇÃO DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS COM O REGIME DE VAZÃO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO	80
6.5.1	Regime de Vazão Mensal	80

6.5.2	Regime de Vazão Máxima Anual	87
7	VARIABILIDADE DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO FUTURO	95
7.1	VARIABILIDADE SAZONAL DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO FUTURO	95
7.1.1	Índices de Vento	95
7.1.2	Índices de Temperatura	96
7.1.3	Índices de Pressão	98
7.2	VARIABILIDADE DAS CARACTERÍSTICAS ESTATÍSTICAS DOS ÍNDICES NO PERÍODO FUTURO	101
7.3	COMPARAÇÃO DOS CENÁRIOS CLIMÁTICOS ANALISADOS	104
7.4	IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA VARIABILIDADE SISTEMAS DE LARGA ESCALA E NO REGIME DE VAZÃO DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO	111
7.4.1	Variabilidade dos sistemas de larga escala no clima futuro	111
7.4.2	Análise qualitativa da variabilidade do regime de vazão da bacia do rio São Francisco no clima futuro	112
8	CONCLUSÕES	114
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125
	APÊNDICES	126
A	CARACTERÍSTICAS DAS SÉRIES DE VAZÃO OBSERVADA	127
B	ANÁLISE DE DESCOMPOSIÇÃO EM FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS	129
C	VARIABILIDADE SAZONAL DOS ÍNDICES EM PERÍODOS DE 30 ANOS PARA O PERÍODO FUTURO.	131
C.1	Índices de Vento	131
C.2	Índices de Temperatura	132
C.3	Índices de Pressão	133

LISTA DE TABELAS

3.1	Comparação da variabilidade sazonal da posição do centro do SAS em diferentes estudos.	12
4.1	Modelos do CMIP5 usados neste estudo.	23
7.1	Comparação dos momentos estatísticos dos índices de vento no período futuro.	102
7.2	Comparação dos momentos estatísticos dos índices de temperatura no período futuro.	103
7.3	Comparação dos momentos estatísticos dos índices de pressão no período futuro.	104
7.4	Comparação dos resultados das simulações no clima futuro para todos os modelos analisados.	110
A.1	Características e localização das estações de medição de vazão na bacia do rio São Francisco.	127

LISTA DE FIGURAS

3.1	Representação esquemática dos elementos de larga escala que afetam o SAMS. Adaptado do <i>Climate Variability and Predictability Program (CLIVAR) (Vera et al., 2006)</i>	6
3.2	Representação esquemática da resposta do oceano Atlântico Sul ao fenômeno ENOS. Adaptado de Colberg et al. (2004).	9
4.1	Localização da bacia do rio São Francisco.	15
4.2	Regiões Fisiográficas da bacia do rio São Francisco. Adaptado de ANA (2015).	16
4.3	Localização das estações de medição das séries de vazão na bacia do rio São Francisco.	19
4.4	Região de análise da velocidade do vento.	20
4.5	Regiões de estudo no oceano Atlântico.	21
4.6	Bacia do oceano Atlântico Sul	21
4.7	Representação gráfica do algoritmo usado para caracterizar o SAS. Adaptado de Gilliland e Keim (2018).	29
4.8	Representação gráfica processo de correção do viés. Adaptado de Boé et al. (2007)	31
5.1	Séries de vazão mensal das estações selecionadas para as sub-regiões da bacia do rio São Francisco.	34
5.2	Variação sazonal da vazão na bacia do rio São Francisco.	35
5.3	Séries de vazão máxima anual das estações selecionadas para as sub-regiões da bacia do rio São Francisco.	36
5.4	Autocorrelação das séries de vazão mensal representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco.	37
5.5	Autocorrelação das séries de vazão máxima anual representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco.	38
5.6	Espectro de potências das séries de vazão representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco.	40
5.7	Espectro de potências das séries de vazão máximas anuais representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco.	41
5.8	Porcentagem da Variância Explicada pelas componentes principais.	42
5.9	Modos de oscilação na bacia do rio São Francisco associados à primeira CP (esquerda) e segunda CP (direita).	43
5.10	Evolução temporal das Componentes Principais.	43
5.11	Distribuição de probabilidade empírica das séries de vazão mensal.	45

5.12	Distribuição de probabilidade empírica das séries de vazão máxima anual. . . .	46
5.13	Correlação entre a TSM na região ATN e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.	47
5.14	Correlação entre a TSM na região ATS e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.	48
5.15	Correlação entre a pressão média no nível do mar na região ATS e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.	49
5.16	Correlação entre a velocidade do vento a 850 hPa e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%. . .	50
5.17	Correlação entre a velocidade do vento a 200 hPa e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%. . .	51
5.18	Correlação entre a temperatura superficial no continente e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%. . .	52
6.1	Variação sazonal do campo de vento no nível de 850 hPa.	54
6.2	Variação sazonal do campo de vento no nível de 200 hPa.	55
6.3	Variação sazonal da Temperatura superficial do mar na região ATN.	56
6.4	Variação sazonal da Temperatura superficial do mar na região ATS.	56
6.5	Variação sazonal da temperatura superficial do continente sobre o Brasil.	57
6.6	Variação sazonal da pressão média ao nível do mar na região ATS.	58
6.7	Sazonalidade dos índices do Vento no período histórico com os dados observados (Era-Interim).	61
6.8	Sazonalidade dos índices de Temperatura no período histórico com os dados observados (Era-Interim).	62
6.9	Sazonalidade dos índices de Pressão no período histórico com os dados observados (Era-Interim).	63
6.10	Variação Sazonal da localização do centro da Alta Subtropical.	64
6.11	Sazonalidade dos índices de Vento no período histórico, <i>a</i>) Índice MWSI, <i>b</i>) Índice ZWSI, <i>c</i>) Índice 850ZWI e <i>d</i>) Índice UVI.	66
6.12	Erro Relativo dos índices de Vento	67
6.13	Sazonalidade dos índices de Temperatura no período histórico.	68
6.14	Erro Relativo dos índices de Temperatura	69
6.15	Sazonalidade dos índices de Pressão no período histórico.	70
6.16	Variação sazonal da posição do centro de máxima pressão no período histórico, calculada com os dados dos modelos do CMIP5 (linhas azuis) e do reanálise Era-Interim (linhas pretas).	71
6.17	Erro Relativo dos índices de Pressão	72

6.18	Gráfico de caixas dos índices de Vento no período histórico, a) Índice MWSI, b) Índice ZWSI, c) Índice 850ZWI, d) Índice UVI	73
6.19	Gráfico de caixas dos índices da Temperatura no período histórico, a) Índice do Dipolo, b) Índice do Contraste.	74
6.20	Gráfico de caixas dos índices de Pressão no período histórico.	75
6.21	Sazonalidade dos índices de vento corrigidos no período histórico, a) Índice MWSI, b) Índice ZWSI, c) Índice 850ZWI, d) Índice UVI	76
6.22	Sazonalidade dos índices de Temperatura corrigidos no período histórico, a) Índice do Dipolo, b) Índice do Contraste	77
6.23	Sazonalidade dos índices de Pressão corrigidos no período histórico.	77
6.24	Distribuição Empírica dos índices de Vento com viés corrigido.	78
6.25	Distribuição Empírica dos índices de Temperatura com viés corrigido.	79
6.26	Distribuição Empírica dos índices de Pressão com viés corrigido.	79
6.27	Correlação entre o índice MWSI e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	81
6.28	Correlação entre o índice ZWSI e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	82
6.29	Correlação entre o índice 850ZWI e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	82
6.30	Correlação entre o índice UVI e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	83
6.31	Correlação entre o índice do Dipolo e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	84
6.32	Correlação entre o índice do Contraste e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	84
6.33	Correlação entre o índice da Intensidade e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	86
6.34	Correlação entre o índice da Latitude e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	86

6.35	Correlação entre o índice da Longitude e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	87
6.36	Correlação entre os índices climáticos do mês de setembro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	89
6.37	Correlação entre os índices climáticos do mês de outubro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	90
6.38	Correlação entre os índices climáticos do mês de novembro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	91
6.39	Correlação entre os índices climáticos do mês de dezembro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	92
6.40	Correlação entre os índices climáticos do mês de janeiro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.	93
7.1	Sazonalidade dos índices de vento no período futuro para os cenários RCP 4.5 (painel superior) e RCP 8.5 (painel inferior).	96
7.2	Sazonalidade dos índices de Temperatura no período futuro para os cenários RCP 4.5 (painel superior) e RCP 8.5 (painel inferior).	97
7.3	Sazonalidade dos índices de Pressão no período futuro para os cenários RCP 4.5 (painel superior) e RCP 8.5 (painel inferior).	99
7.4	Variação sazonal da posição do centro de máxima pressão com as simulações do cenário RCP 4.5 (linhas azuis) e os dados observados (linas pretas).	100
7.5	Variação sazonal da posição do centro de máxima pressão com as simulações do cenário RCP 8.5 (linhas vermelhas) e os dados observados (linas pretas). . .	100
7.6	Variabilidade sazonal do delta dos índices de vento para os cenários RCP 4.5 (linhas azuis) e RCP 8.5 (linhas vermelhas).	106
7.7	Variabilidade sazonal do delta dos índices de temperatura para os cenários RCP 4.5 (linhas azuis) e RCP 8.5 (linhas vermelhas).	107
7.8	Variabilidade sazonal do delta dos índices de pressão para os cenários RCP 4.5 (linhas azuis) e RCP 8.5 (linhas vermelhas).	108
C.1	Sazonalidade dos índices de vento por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 4.5	131
C.2	Sazonalidade dos índices de vento por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 8.5	131

C.3	Sazonalidade dos índices de temperatura por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 4.5	132
C.4	Sazonalidade dos índices de temperatura por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 8.5	132
C.5	Sazonalidade dos índices de pressão por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 4.5	133
C.6	Sazonalidade dos índices de pressão por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 8.5	133

LISTA DE SÍMBOLOS, NOMENCLATURAS E ABREVIACÕES

Abreviaturas

850ZWI *The 850 hPa Zonal Wind Index*

ANA Agência Nacional de Águas

ARE *Absolute Relative Error*

ATN Atlântico Tropical Norte

ATS Atlântico Tropical Sul

CDF *Cumulative Distribution Function*

CMIP5 *Coupled Model Intercomparison project-Phase 5*

CP Componente Principal

ECMWF *European Center for Medium-Range Weather Forecast*

ENOS El Niño Oscilação do Sul

EOF *Empirical Orthogonal Functions*

GCM *Global Climate Model*

GEE Gases de Efeito Estufa

IPCC *Intergovernmental Panel on Climate Change*

JBN Jato de Baixo Nível

MWSI *Meridional Wind Shear Index*

PDF *Probability Distribution Function*

PNM Pressão ao Nível do Mar

RCP *Representative Concentration Pathway*

ROL Radiação de Onda Longa

SAMS Sistema de Monção da América do Sul

SAS Sistema da Alta Subtropical

TSM Temperatura Superficial do Mar

UVI *The 850 hPa zonal and meridional index*

ZCAS Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT Zona de Convergência Intertropical

ZWSI *Zonal Wind Shear Index*

1 - INTRODUÇÃO

O sistema climático terrestre é altamente dinâmico, dominado principalmente pelas relações não lineares e os processos de evolução acoplada que são apresentados entre os componentes que o definem, e que geram flutuações das variáveis climáticas em todas as escalas temporais e espaciais (Stocker et al., 2013). O clima varia em múltiplas escalas, considerando variações desde a escala diária até a escala milenar; e desde a escala regional até a escala global. A variabilidade do clima inclui três tipos de fenômenos: variações externas que são dirigidas por fenômenos puramente periódicos, que não exercem nenhum tipo de ruído; variações devido à interação não linear de relações de retroalimentação dentro do sistema climático; e finalmente, variações associadas a flutuações aleatórias em fatores físicos ou químicos (Ghil, 2002).

Cada região mostra uma resposta diferente na hidroclimatologia dependendo de diversos fatores, como a localização geográfica e as condições locais do relevo, que atuam de maneira diferente de acordo com a temporalidade e os fenômenos associados, o que limita em grande medida o entendimento e previsibilidade dos fenômenos, especialmente quando se deseja realizar caracterizações na escala local.

No caso do Brasil, por ser um país localizado na região tropical, está exposto a ação de múltiplos fenômenos climáticos associados à circulação atmosférica global, atuando como forçantes e moduladores da climatologia regional, tal e como é apresentado por Reboita et al. (2010), o que exige uma maior complexidade para o entendimento do sistema e conseqüentemente, do clima local. Considerando sua posição próxima do equador, o país não somente fica exposto a uma maior quantidade de radiação solar, mas também à influência gerada pela proximidade do oceano Atlântico, que modula a entrada de umidade na região. Adicionalmente, a proximidade com a floresta Amazônica, uma bacia com dinâmicas hidroclimáticas próprias, altamente dominadas por processos de retroalimentação solo-atmosfera (Poveda et al., 2006), representa mais uma componente que induz complexidade ao sistema. Além disso, considerando a grande extensão territorial do país, as múltiplas formas do relevo e a influência da cordilheira dos Andes; o desenvolvimento de microclimas complexos que afetam a variabilidade na escala local, torna ainda mais difícil o entendimento do sistema climático na região.

Dessa forma, a variabilidade climática no Brasil responde tanto à influência de forçantes externos como interações internas que resultam das condições geomorfológicas, de cobertura e uso do solo, dentre outras; contribuindo para comportamentos altamente complexos e uma alta sensibilidade a qualquer tipo de flutuação existente no sistema.

Nesse sentido e considerando a importância do clima na disponibilidade hídrica do Brasil, da qual dependem praticamente todos os setores produtivos, em especial o setor agrícola e o setor elétrico, múltiplos esforços foram investidos para melhor entender a variabilidade hidroclimática no país (Enfield, 1996; Carvalho et al., 2002; Grimm e Zilli, 2009; Reboita et al., 2010). Os resultados desses estudos demonstraram a multiplicidade de fenômenos climáticos que atuam sobre o Brasil, de acordo com a região de análise, tal e como foi analisado por Reboita et al. (2010).

Em particular, dada a importância da bacia do Rio São Francisco para o desenvolvimento local, regional e do país, diversos estudos (Carvalho et al., 2002; Gan et al., 2004; Vera et al., 2006; Carvalho et al., 2011) focaram em entender a dinâmica climática que afeta a região. Observou-se que o principal modulador da climatologia local na região Nordeste corresponde à variação latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), associada à variação das anomalias da temperatura superficial do mar no oceano Atlântico Tropical (fenômeno do Dipolo tropical), responsável pelos fenômenos de secas na região (Nobre e Shukla, 1996; Souza e Nobre, 1998). Adicionalmente, o sistema de monção desenvolvido nas regiões do Centro-Oeste e Sudeste é responsável pela quadra chuvosa das regiões em termos do início, duração, quantidade acumulada e finalização da mesma, através da ação conjunta de diferentes fenômenos convectivos e de transporte de umidade como a Zona de Convergência Intertropical (ZCAS) (Carvalho et al., 2002), o Jato de Baixo Nível (JBA) (Carvalho et al., 2011) e o Sistema da Alta Subtropical (SAS) do oceano Atlântico Sul (Rodwell e Hoskins, 2001).

Uma parte considerável desses avanços no entendimento da dinâmica climática do Nordeste e da bacia do Rio São Francisco, em particular, tiveram como objetivo a previsão (curto prazo e sazonal) de chuva e vazões para a região, dada a importância da mesma para a gestão dos recursos hídricos da bacia, incluindo irrigação e geração hidroenergética.

Por outro lado, com a crescente preocupação pela variabilidade do clima no futuro, alguns estudos buscaram compreender o impacto das mudanças climáticas no regime hidrológico da bacia, com destaque para eventos extremos de seca e cheia (Montenegro e Ragab, 2012; Ribeiro Neto et al., 2016; Silveira et al., 2016). Nota-se porém que a precipitação nem sempre é bem representada nas simulações de modelos climáticos globais (GCMs) (Yin et al., 2013) e, associado com a alta heterogeneidade do solo e vegetação da bacia do Rio São Francisco, pode levar a grandes incertezas nos resultados obtidos via modelos chuva-vazão. Nesse sentido, esse trabalho busca contribuir para o avanço do conhecimento sobre o impacto das mudanças climáticas no regime hidrológico da bacia do Rio São Francisco a partir da análise de como indicadores climáticos de larga escala associados com o sistema de monção da América do Sul são afetados pelas mudanças futuras do clima. Acredita-se que tais indicadores são melhor simulados pelos GCMs (Gan et al., 2005).

Com isso em mente, este estudo inova na investigação da variabilidade futura de diversos fenômenos associados à circulação atmosférica a partir de índices climáticos, calculados com dados de modelos climáticos globais. Além da bacia do rio São Francisco, os fenômenos de interesse estão associados com o regime hidrológico das regiões Centro-Oeste, Nordeste e Sudeste do Brasil. Os índices analisados são representativos do Sistema de Monção da América do Sul, que é em parte determinado pelo gradiente inter-hemisférico da temperatura superficial do mar no oceano Atlântico Tropical, pela Alta Subtropical do Atlântico e pelo contraste de temperatura entre a América do Sul e o oceano Atlântico Sul. Ao final do trabalho é realizada uma análise qualitativa de como o impacto previsto para tais índices poderá influenciar no regime hidrológico da bacia do rio São Francisco.

Após essa introdução, este trabalho está distribuído em 8 capítulos. O capítulo 2 corresponde ao objetivo geral e os objetivos específicos do trabalho. O capítulo 3 apresenta a revisão bibliográfica e o referencial teórico dos sistemas atmosféricos analisados. Já no capítulo 4 são descritos os dados usados, as características principais da área de estudo, e a metodologia usada para a análise de todas as etapas da pesquisa. No capítulo 5 é analisado o regime de vazão na bacia do rio São Francisco em termos da variabilidade espacial e temporal. Adicionalmente, é realizada uma análise de associação do regime de vazão com as variáveis atmosféricas usadas no estudo. O capítulo 6 mostra a análise das características dos índices climáticos e os modelos do CMIP5 usados no estudo para o período histórico. No capítulo 7 é analisado o comportamento dos índices climáticos no período futuro, apresentando também uma análise qualitativa da variabilidade do regime de vazão associada à variação dos índices climáticos. Finalmente, no capítulo 8 são apresentadas as conclusões finais do estudo.

2 - OBJETIVOS

2.1 - OBJETIVO GERAL

Analisar o impacto das mudanças climáticas na variabilidade de índices climáticos que estão associados com o Sistema de Monção da América do Sul (SAMS) e com o regime hidrológico da Bacia do Rio São Francisco.

2.2 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar a variabilidade espacial e temporal do regime de vazão na bacia do rio São Francisco, e sua resposta a diferentes forçantes climáticas.
- Definir e caracterizar índices climáticos representativos do Sistema de Monção da América do Sul.
- Avaliar a capacidade dos modelos do *Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5* (CMIP5) em representar as características dos índices climáticos estudados.
- Analisar a resposta da variabilidade dos índices climáticos a diferentes cenários de mudanças climáticas no clima futuro.
- Avaliar qualitativamente o impacto da variabilidade dos índices climáticos no regime de vazão da bacia do rio São Francisco sob diferentes cenários de mudanças climáticas.

3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E REFERENCIAL TEÓRICO

A climatologia do Brasil é modulada por diferentes fenômenos oceânicos e atmosféricos, associados à circulação de escala global, que ao mesmo tempo, atuam como forçantes e moduladores da climatologia local, tal como foi exposto por Reboita et al. (2010). Considerando a grande extensão do seu território, a variabilidade climática do Brasil responde não somente à influência na escala global, mas também a forçantes climáticas locais, associadas principalmente à localização do país na região tropical do planeta.

Os principais e mais conhecidos fenômenos climáticos associados à variabilidade climática do Brasil correspondem ao El Niño Oscilação do Sul (ENOS) (Grimm e Tedeschi, 2009), considerado um dos mais importantes fenômenos na escala planetária; a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), amplamente conhecida por sua influência no regime hidrológico da região do Norte e Nordeste do Brasil (Nobre e Shukla, 1996); a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho et al., 2002) e o Sistema de Monção da América do Sul (SAMS) (Gan et al., 2004), associados ao desenvolvimento da quadra chuvosa nas regiões de Centro e Sudeste do Brasil; o Sistema da Alta Subtropical do Atlântico Sul (SAS), responsável pelo transporte de umidade do oceano (Degola, 2013), e o gradiente inter-hemisférico da TSM no oceano Atlântico Tropical, conhecido como sistema do Dipolo, devido à sua relação com as anomalias da circulação atmosférica e regime de precipitação sobre a América do Sul (Hastenrath e Heller, 1977; Enfield, 1996). Esse capítulo é dedicado à análise da variabilidade dos fenômenos mencionados acima e sua relação com o regime hidrológico no território Brasileiro.

3.1 - SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

Os sistemas de monção são comumente definidos como fenômenos caracterizados por uma inversão na direção do vento de baixo nível entre os períodos de inverno e verão, e o contraste entre o verão chuvoso e o inverno seco, que responde à variação anual da radiação solar e o contraste de temperatura superficial entre as grandes massas continentais e oceânicas, influenciando diretamente o sistema de precipitação global (Chang et al., 2005; Silva e Kousky, 2012). Durante a época do verão, o ar sobre os continentes é mais quente e tende a ser mais convectivo que o ar sobre os oceanos adjacentes (Garcia, 2010; Silva, 2012). Esse comportamento resulta em um gradiente de pressão atmosférica entre o continente e o oceano, induzindo a convergência de ar úmido do oceano, intensificando o comportamento convectivo e favorecendo a precipitação.

Na América do Sul, Zhou e Lau (1998) foram um dos primeiros em analisar o regime de precipitação no continente, atribuindo à sua variabilidade, características próprias de um sistema de monção. Diversos autores têm estudado as características do Sistema de Monção na América do Sul (SAMS) (Gan et al., 2004; Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012; Jones e Carvalho, 2013). Tal sistema é caracterizado nos níveis superiores da atmosfera por uma circulação anticiclônica (Alta da Bolívia) sobre as latitudes subtropicais, e a configuração do Jato nos altos níveis. Já nos níveis baixos da atmosfera, o SAMS responde a vários fenômenos, tais como um sistema de alta pressão nas regiões subtropicais dos oceanos (SAS), a redução da pressão sobre a região do Chaco na Argentina (Baixa do Chaco), a configuração da ZCAS, a configuração do Jato de Baixos Níveis (JBN) localizado no leste da cordilheira dos Andes, que contribui com o transporte de umidade da Amazônia; um máximo de temperatura antes do início da quadra chuvosa, e a inversão da direção do vento, embora seja observada só na componente zonal (Gan et al., 2004). Na Figura 3.1 é mostrado um esquema representativo dos fenômenos de larga escala associados ao SAMS.

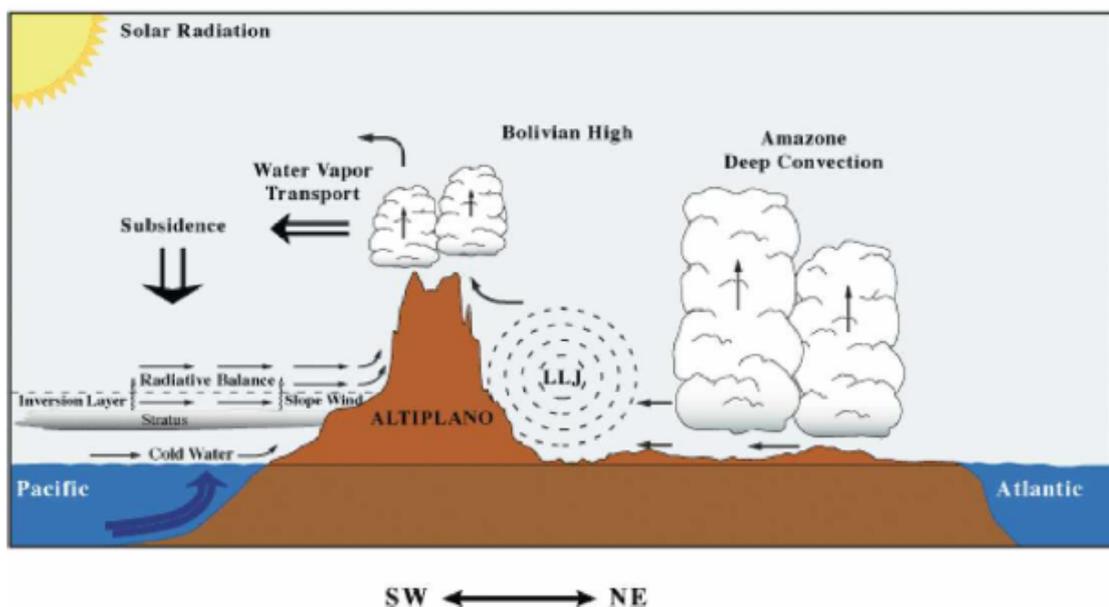


Figura 3.1 – Representação esquemática dos elementos de larga escala que afetam o SAMS. Adaptado do *Climate Variability and Predictability Program (CLIVAR)* (Vera et al., 2006).

O regime de precipitação associado à ação do SAMS nas regiões do Sudeste da bacia Amazônica, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, é plenamente modulado pela ação conjunta da ZCAS e o JBN (Vera et al., 2006). O início da fase ativa do SAMS, durante o período da primavera, é caracterizado pelo aquecimento convectivo que atua sobre a bacia Amazônica. Posteriormente, é observado um rápido giro da região de intensa convecção desde o noroeste do continente até o sudeste da bacia Amazônica e o planalto Brasileiro (JBN) em outubro, até chegar ao Sudeste Brasileiro em novembro (Jones e Carvalho, 2002). Esse deslocamento se dá como consequência dos ventos do oceano Atlântico norte que cruzam a região equatorial até

serem desviados pela cordilheira dos Andes. A ação dos Andes fortalece a baixa do Chaco, que junto com a Alta da Bolívia, são consideradas como a resposta regional da circulação troposférica à intensa atividade convectiva na Amazônia e a região central do Brasil (Vera et al., 2006).

Durante esse período, a atividade convectiva intensa e a ação das frentes frias dão lugar à ativação da ZCAS, alimentada também pela umidade do JBN proveniente da Amazônia (Carvalho et al., 2011). A ZCAS é responsável pelo aumento da precipitação e das tormentas na região Sudeste do Brasil. No período de dezembro a fevereiro, que corresponde ao período de maturação do SAMS, a ZCAS se desloca em sentido sul, e a alta da Bolívia se desloca para o sul da Amazônia. Já a partir do mês de março, começa o enfraquecimento do SAMS, e portanto, a diminuição da precipitação na região do Centro e Sudeste do Brasil.

A variabilidade interanual do SAMS tem sido associada a fenômenos de grande escala de interação oceano-atmosfera devido às mudanças nos padrões do monção de um ano para outro, associadas à ocorrência de eventos extremos. Nesse sentido, Lima (2015) analisou a variabilidade do sistema de monção em termos da precipitação nas regiões sudeste da bacia Amazônica, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, concluindo que a precipitação em tais regiões está influenciada, respectivamente, pelos fenômenos do ENOS, padrões de circulação ciclônica e anticiclônica nos baixos níveis, e variações da TSM no Atlântico Sul. Esses resultados confirmam as conclusões de Grimm e Zilli (2009), que associaram a variabilidade da precipitação na região do monção a fenômenos de grande escala, diferenciando de acordo com a estação de primavera e verão austral. Assim, durante a primavera e o verão, o padrão espacial da precipitação é característico da ação do fenômeno ENOS.

Com o intuito de analisar as características da variação de grande escala do SAMS, o uso de índices climáticos construídos a partir de variáveis atmosféricas têm sido utilizado como recurso para caracterizar a variabilidade interanual do fenômeno (Gan et al., 2005; Marengo et al., 2001; González et al., 2007; Nielsen et al., 2016; Silva e Carvalho, 2007). O uso de índices apresenta vantagens significativas com respeito à análise individual das variáveis atmosféricas, especialmente na escala local, já que permite adaptar o índice às especificações próprias de cada região, diminuindo as incertezas e refinando a precisão das projeções do fenômeno. Nesse sentido, Gan et al. (2005) foram um dos primeiros em definir índices baseados em mudanças nos padrões do vento zonal e meridional em baixos e altos níveis atmosféricos (850 hPa e 200 hPa respectivamente), considerando que os modelos numéricos possuem maiores habilidades na previsão do campo de vento, em comparação com o campo de precipitação. Os índices mostraram correlações significativas com o regime de precipitação na região Centro-Oeste do Brasil, conseguindo representar com maior precisão as datas de início e finalização da quadra chuvosa. Adicionalmente, o uso dos índices permitiu para os autores concluir que o fluxo de noroeste (nos baixos níveis) comporta-se como o principal modulador

da variação intrasazonal do SAMS.

Esse tipo de abordagem também foi adotada por Silva e Carvalho (2007), que definiram um índice para caracterizar o SAMS usando combinações das EOF calculadas para as anomalias de diversas variáveis, como precipitação, umidade específica, temperatura do ar e velocidade do vento na componente zonal e meridional no nível de 850 hPa. Similarmente, Nielsen et al. (2016) também usou compostos das anomalias de variáveis atmosféricas como radiação de onda longa (ROL), ômega a 500 hPa, vento zonal a 500 hPa, divergência a 1000 hPa e vorticidade horizontal do vento. O uso dos índices baseados na variabilidade de variáveis atmosféricas mostraram-se mais precisos e eficientes na identificação dos episódios de ocorrência da ZACS na região Sudeste do Brasil, apresentando sinais fortes de correlação com eventos extremos de precipitação na escala intrasazonal, o que torna o índice uma ferramenta útil para a identificação e previsão de anomalias na precipitação.

Levando em consideração as implicações sobre o regime de precipitação na escala local, e conseqüentemente, no desenvolvimento econômico e social das regiões afetadas, a necessidade de entender a variabilidade do SAMS no clima futuro tornou-se de grande importância nos últimos anos. Nesse contexto, pesquisas estão sendo conduzidas para melhorar a precisão das previsões e refinar as projeções dos impactos das mudanças climáticas nos sistemas de monção (Turner e Annamalai, 2012; Jones e Carvalho, 2013; Carvalho e Jones, 2015; Loo et al., 2015). No entanto, apesar dos múltiplos esforços por entender a variabilidade do fenômeno no futuro, grande parte dos estudos concordam na ampla gama de variabilidade das respostas dos modelos como consequência das incertezas na simulação das variáveis envolvidas em um sistema complexo. Adicionalmente, os estudos realizados estão fundamentados na análise da variabilidade da precipitação como principal característica dos sistemas de monção. Até este momento, não foi encontrada evidência de estudos da variabilidade do SAMS no clima futuro a partir do uso de índices climáticos característicos.

3.2 - GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO DO ATLÂNTICO TROPICAL

O gradiente inter-hemisférico da TSM no Atlântico tropical, conhecido como o sistema do Dipolo, representa o modo de variabilidade das anomalias da TSM no oceano Atlântico, caracterizado pelos sinais opostos nas bacias do norte e sul da região tropical. O padrão do Dipolo é o resultado da interação oceano-atmosfera, representado como um estado térmico das águas superficiais na região do oceano Atlântico tropical, que força uma circulação meridional devido ao aquecimento para o norte e o esfriamento para o sul e vice-versa (Hastenrath e Heller, 1977). Essa circulação meridional provoca movimentos descendentes e vorticidade anticiclônica no sul, e movimentos ascendentes com vorticidade ciclônica no norte (Moura e Shukla, 1981).

Os mecanismos de geração do gradiente no oceano Atlântico Tropical estão relacionados à interação atmosfera-oceano. Chang et al. (1997) associaram a variabilidade do gradiente equatorial da TSM à ação do gradiente das anomalias dos ventos de sudeste no hemisfério sul, e as anomalias dos ventos de nordeste no hemisfério norte, que atuam fortalecendo os ventos alísios do sul e enfraquecendo os alísios do norte. Esse comportamento resulta em um decréscimo do fluxo de calor latente do oceano, associado aos processos de evaporação no hemisfério norte, ocorrendo o caso contrário no hemisfério sul, o que ajuda a manter o padrão do Dipolo (Souza e Nobre, 1998; Chang et al., 2000). No entanto, Li (2001) sugeriu que a relação de retroalimentação positiva entre a TSM e a evaporação induzida pelo vento pode não ser um mecanismo suficiente para fazer a TSM oscilar ou manter o padrão do Dipolo, sendo necessário explorar outros fenômenos complexos associados à circulação oceano-atmosfera.

Nesse contexto, as anomalias na TSM do oceano Atlântico tropical e subtropical são vinculadas também à ação de fenômenos de grande escala como o ENOS. Colberg et al. (2004) por exemplo, mostraram como o fenômeno ENOS influencia significativamente a variabilidade climática no oceano Atlântico Sul. Durante o ENOS, particularmente na fase negativa (El Niño), anomalias negativas na pressão ao nível do mar são observadas na bacia do Atlântico sul através da teleconexão com o oceano Pacífico, gerando por sua vez, um enfraquecimento dos ventos alísios nos trópicos, e um fortalecimento dos ventos de oeste nas latitudes médias. Esse padrão deriva na redução do transporte de calor de Ekman nos trópicos e sub-trópicos, e aumento nas latitudes médias, gerando conseqüentemente, um aquecimento da temperatura na região do equador até a latitude $25^{\circ}S$, e um esfriamento nas latitudes médias, com uma estação de atraso uma vez que começa o fenômeno de El Niño. Na Figura 3.2 é apresentada uma representação esquemática da resposta do oceano Atlântico ao fenômeno El Niño, sendo *MEHT* o transporte de Ekman, e *HFL* os fluxos de calor superficial.

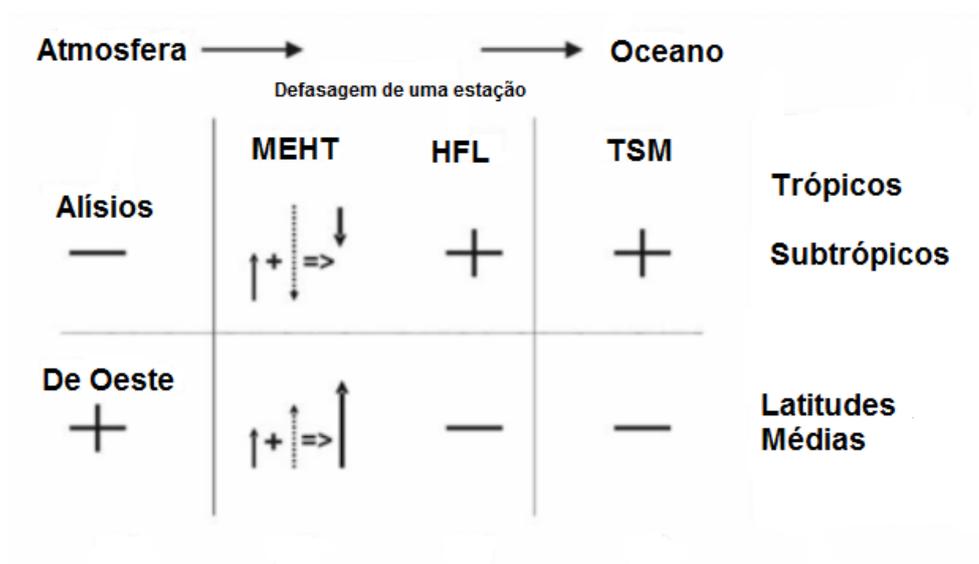


Figura 3.2 – Representação esquemática da resposta do oceano Atlântico Sul ao fenômeno ENOS. Adaptado de Colberg et al. (2004).

Por outro lado, Enfield e Mayer (1997) analisaram as possíveis ligações entre a variabilidade da TSM no Pacífico e no Atlântico, associadas ao fenômeno ENOS, confirmando que parte da variabilidade da TSM na região do Atlântico norte está correlacionada com o fenômeno. Similar aos resultados de Colberg et al. (2004), no Atlântico norte, o aquecimento da temperatura superficial está relacionada com reduções na velocidade dos ventos superficiais (alísios do nordeste), o que diminui as taxas de perda de calor evaporativo e sensível das camadas superiores do oceano, bem como o resfriamento devido ao arrastamento através da termoclina tropical.

Esse acoplamento entre o padrão do dipolo com a circulação atmosférica global, influenciando o padrão de comportamento dos ventos alísios, resulta também na relação com outros sistemas climáticos como os Sistemas da Alta Subtropical (SAS). Outros autores como Souza e Nobre (1998) e Venegas et al. (1997) evidenciaram um acoplamento entre a velocidade do vento e a pressão ao nível do mar durante as fases do dipolo. Quando as anomalias da TSM eram positivas, a presença simultânea de baixas pressões foi observada, afetando diretamente a intensidade do SAS e portanto, a intensidade dos ventos alísios, sendo estes mais fracos quando o centro do SAS perde intensidade devido ao aumento nas anomalias da TSM. O caso contrário também foi observado quando as anomalias da TSM eram negativas, gerando o aumento na pressão ao nível do mar, intensificando os ventos alísios.

Considerando a relação com a circulação atmosférica de grande escala, existem evidências da relação do fenômeno do dipolo com o regime de precipitação nas áreas adjacentes à bacia do Atlântico Tropical (Nobre e Shukla, 1996; Enfield, 1996; Pezzi e Cavalcanti, 2001; Bamba, 2007; Toshie Kayano et al., 2011; Toshie Kayano et al., 2018). No Brasil por exemplo, o comportamento anômalo da TSM na bacia do Atlântico Tropical força o gradiente térmico e modula a posição latitudinal da ZCIT (Nobre e Shukla, 1996), alterando a estação chuvosa na região Norte e Nordeste do Brasil, e a parte leste da Amazônia. Durante a fase negativa do dipolo tropical, a ação conjunta das anomalias da TSM positivas na região ATS, baixas pressões ao nível do mar e ventos alísios do norte mais intensos, favorecem a posição da ZCIT para o sul do equador, e portanto, as anomalias positivas da precipitação na região. Já a fase positiva do dipolo foi relacionada com deficiências de precipitação no litoral Nordeste da América do Sul. Esses resultados foram confirmados por Enfield (1996), que adicionalmente vinculou as variações da TSM na região tropical do Atlântico e o regime de precipitação no Nordeste do Brasil com o fenômeno ENOS.

Nas regiões do Sudeste e Sul do Brasil, mesmo quando não há evidências de uma ligação com o dipolo tropical, alguns estudos demonstraram a existência de um fenômeno dipolar da TSM nas latitudes subtropicais do oceano Atlântico sul (Fauchereau et al., 2003; Rodrigues et al., 2015). Autores como Robertson e Mechoso (2000), Taschetto e Wainer (2008) e Muza et al. (2009) mostraram que as anomalias na TSM do Atlântico Sul desempenham um papel

importante na modulação da ZCAS costeira e oceânica durante o verão austral, que corresponde à estação chuvosa nessas regiões. Analogamente, Bombardi e Carvalho (2011) concluíram que o padrão dipolar da região sul do oceano Atlântico tem diferentes implicações sobre o início, finalização, duração e quantidade de precipitação acumulada da estação chuvosa de acordo com a região analisada, sendo mais intensa (fraca) e longa (curta) no nordeste (oeste e sudeste) quando são observadas anomalias positivas na região ATS. Por outro lado, Lübbecke et al. (2014) concluíram que as anomalias da TSM estão diretamente relacionadas com os gradientes de pressão ao nível do mar, intensidade dos ventos superficiais e portanto, a posição e intensidade do centro do SAS, particularmente no sentido meridional.

3.3 - SISTEMA DA ALTA SUBTROPICAL NO OCEANO ATLÂNTICO

Os Sistemas da Alta Subtropical (SAS), também conhecidos como anticiclones subtropicais ou centros de ação subtropical, correspondem às regiões semipermanentes de alta pressão, que estão associados à circulação atmosférica global, às interações oceano-ar, aos sistemas de monção e ao braço descendente da célula de Hadley. Os anticiclones subtropicais são conhecidos como as maiores altas quentes do globo, localizados próximos às latitudes de 30° e consistem em extensas áreas de ar subsidente seco e quente, o que torna a atmosfera estável e impede a formação de nuvens, já que na medida que o ar desce, a atmosfera é aquecida e a umidade relativa diminui, provocando a evaporação das gotículas de água. Por essa razão, os anticiclones estão associados a condições de tempo seco nos quais predomina a estabilidade atmosférica e céu limpo (Musk, 1988).

No hemisfério sul, o principal impulsor do SAS corresponde ao braço descendente da célula de Hadley, de acordo com o modelo proposto por George Hadley, e modificado posteriormente por William Ferrel, vinculando o fenômeno à circulação atmosférica global. De acordo com esse modelo, o gradiente de energia entre os trópicos e os polos, gerado pelo desequilíbrio de radiação, promove o movimento do ar em sentido meridional como meio de estabilização do balance de energia (Hastenrath, 1985). A circulação meridional, junto com o efeito rotacional da terra, dão lugar a um padrão de circulação que apresenta subsidência e divergência de ar na superfície, e convecção e convergência na alta troposfera, formando assim as faixas de altas no planeta: o cinturão das altas subtropicais (ao redor das latitudes 30°), e o cinturão das altas polares (ao redor das latitudes 60°) (Rodwell e Hoskins, 2001).

Embora os sistemas de alta pressão sejam uma característica persistente da circulação de escala planetária, podem receber a denominação de sistemas semipermanentes, já que sofrem importantes variações temporais de posição e intensidade. A variabilidade sazonal do SAS é caracterizada pelas diferenças significativas nos períodos de inverno e verão. Durante o inverno, a intensidade do SAS é mais forte e atinge uma posição mais para noroeste da bacia

oceânica (Degola, 2013; Hastenrath, 1985; Mächel et al., 1998a; Reboita et al., 2019). Nesse período, a área de influência do centro de ação é mais extensa na direção leste-oeste devido às baixas temperaturas continentais, o que permite o estabelecimento do SAS mais próximo do continente, inibindo a convecção, dificultando a entrada de frentes frias, e conseqüentemente, favorecendo a ausência de chuvas. Já durante o verão, o SAS é encontrado distante do continente Americano, alcançando uma posição mais para o sudeste. Essa condição durante o verão, permite a ascensão do ar, gerado pelo aquecimento continental, que junto com a alta disponibilidade de umidade, promovem condições de instabilidade atmosférica e favorece a formação de espessas nuvens, que dão lugar a consideráveis volumes de chuva.

Levando em conta isso, mesmo quando o SAS por si só é incapaz de gerar precipitação significativa de chuva, sua presença e intensidade afeta diretamente as condições climáticas das áreas continentais próximas à sua região de desenvolvimento, em diferentes épocas do ano, uma vez que exerce influência destacável na penetração de massas de ar tropicais úmidas e polares (Vianello e Maia, 1986).

A análise da variabilidade sazonal do SAS, em termos da intensidade e localização, têm sido desenvolvida a partir do uso de índices que caracterizam o centro do SAS. Diferentes técnicas foram usadas para caracterizar a posição e intensidade do SAS, a maioria delas a partir de dados de pressão ao nível do mar (PNM), e outros, a partir de dados de altura geopotencial. Na Tabela 3.1 são mostrados os resultados sazonais da posição do SAS para diversos trabalhos.

Tabela 3.1 – Comparação da variabilidade sazonal da posição do centro do SAS em diferentes estudos.

AUTOR	INVERNO		VERÃO		VARIÁVEL
	LATITUDE	LONGITUDE	LATITUDE	LONGITUDE	
Hastenrath (1985)	27 a 28°S	12 a 14°W	31°S	4°W	PNM
Mächel et al. (1998a)	28 a 29°S	9 a 12°W	31°S	8°W	PNM
Degola (2013)	28°S	11°W	31°S	9°W	PNM
Reboita et al. (2019)	29°S	7°W	31.6°S	6°W	PNM
Ito e Ambrizzi (2000)	28 a 29°S	4 a 10°W			PNM
Bastos e Ferreira (2000)	30°S	0°			Alt. Geopotencial
Molion et al. (2004)	29 a 30°S	10°W			PNM
Sun et al. (2017)	29°S	17°W			Alt. Geopotencial

Diversos estudos analisaram as implicações da variabilidade temporal e espacial do centro do SAS na climatologia regional. Na América do Sul, Molion et al. (2004) concluíram que o clima na região tropical é afetado principalmente pelo deslocamento longitudinal do SAS, indicando que a posição do centro do SAS mais ao leste enfraqueceu a subsidência e aumentou a atividade convectiva nos trópicos sul-americanos. Por outro lado, com o centro do SAS localizado mais para o oeste, próximo à superfície continental, o efeito dominante pode ter

sido o aumento do gradiente de pressão leste-oeste, favorecendo a convergência do fluxo de umidade sobre a costa.

Na região sul do continente sul-americano, abrangendo as regiões da Argentina e o sudoeste do Brasil, Garbarini et al. (2019) analisaram a influência da variabilidade sazonal da intensidade e posição do SAS no regime de precipitação, usando índices para caracterizar o centro do SAS a partir de dados de altura geopotencial em 1000 hPa. Nessa região, o regime de precipitação mostrou-se muito variável e relacionado com o SAS dependendo da sub-região de análise e da época do ano, sendo a primavera a estação na qual foram observados os sinais mais fortes, associados ao transporte de umidade proveniente das florestas brasileiras, que mostrou-se mais intenso nos anos em que o centro do SAS foi mais fraco. Com respeito à localização, grande parte da região de análise registrou anomalias negativas da precipitação quando o SAS atingiu uma posição mais ao norte, e anomalias positivas quando atingiu uma posição mais ao sul. Analogamente, a localização do centro do SAS mais próximo do continente, foi correlacionado com anomalias negativas da precipitação, particularmente na região do litoral Argentino.

No Brasil, a intensidade e posição (latitude e longitude) do centro do SAS estão diretamente relacionados com as condições climáticas observadas, especialmente o padrão de comportamento do vento e o transporte de umidade do oceano. Alguns autores como Bastos e Ferreira (2000), Degola (2013) e Gilliland e Keim (2018) analisaram a relação entre a posição do SAS, o vento superficial, as anomalias da pressão ao nível do mar, e a TSM, concluindo que as regiões do Nordeste e Sudeste do Brasil são as áreas mais afetadas pela variação da posição do centro do SAS, particularmente pela intensificação (enfraquecimento) dos ventos alísios e o transporte de umidade quando o centro do SAS atinge uma posição mais ao noroeste (sudeste).

Além da implicação no padrão de circulação dos ventos, o posicionamento e intensidade do SAS também está relacionado com a variabilidade de diversas variáveis atmosféricas. Nesse sentido, Ferreira et al. (2006) demonstraram que o posicionamento do centro do SAS está diretamente relacionado com a queda da umidade relativa do ar, analisando um caso de estudo na região Centro-Oeste do Brasil. A presença do SAS próximo do continente, na latitude $25^{\circ}S$ e longitude $30^{\circ}W$, e a intensificação durante o evento de interesse, proporcionou uma incursão de ar quente e seco sobre a região, ocasionando uma forte subsidência em 500 hPa, induzindo uma queda do índice de umidade relativa do ar. Analogamente, Rodrigues (2011) realizou a mesma análise no estado de Minas Gerais, especificamente em Belo Horizonte, concluindo que as condições climáticas da região estão amplamente influenciadas pela ação do SAS, e eventualmente, por altas migratórias de origem polar. O estudo mostrou que os períodos longos sem chuva e baixa umidade na região estavam correlacionados com a permanência e persistência do SAS. No verão (estação chuvosa) o SAS foi relacionado com a ocorrência de veranicos e com a elevação da temperatura do ar.

Com relação ao regime de chuvas, Ito e Ambrizzi (2000) associaram desvios de precipitação à posição do centro do SAS, estabelecendo que a presença prolongada do sistema de alta pressão faz com que ele se torne um sistema de bloqueio, evitando o passo de frentes frias e provocando a diminuição da precipitação. Na região do Nordeste do Brasil, Lima (1991) associou a variabilidade do regime de precipitação com a ação do SAS. O estudo concluiu que a precipitação é favorecida na região quando o SAS está deslocado para o sul e próxima ao continente sul-americano, devido a que os ventos da região norte do SAS podem intensificar os ventos de sudeste que chegam ao litoral nordestino, contribuindo com um maior transporte de umidade do oceano ao continente.

Nos últimos anos, com a crescente preocupação do impacto das mudanças climáticas na variabilidade da circulação atmosférica global, vários estudos têm sido feitos com o objetivo de analisar as possíveis variações da intensidade e localização do SAS. Degola (2013) por exemplo, analisou a variabilidade do SAS no clima futuro usando dados de PNM para 3 cenários de aquecimento global, concluindo que o SAS mostra uma tendência ao longo do século XXI para se deslocar ao oeste. Similarmente, He et al. (2017) analisaram a variabilidade do centro do SAS no clima futuro a partir de dados de subsidência, divergência nos baixos níveis e ventos rotacionais, concluindo que o SAS, igualmente à alta do Pacífico Norte e do oceano Índico, são projetadas para se tornar mais fracas no futuro. Recentemente, Reboita et al. (2019) realizaram um estudo usando 3 modelos climáticos globais, para analisar a variabilidade do SAS em termos da localização e intensidade. Os resultados indicam que o SAS pode experimentar uma expansão em direção ao sul e ao oeste em relação com o período atual; adicionalmente, os modelos mostraram um deslocamento pequeno em direção aos polos, no entanto, a intensidade não apresenta variações significativas.

4 - DADOS E METODOLOGIA

4.1 - ÁREA DE ESTUDO

4.1.1 - Localização e Características Gerais

A bacia do rio São Francisco está localizada nas regiões Nordeste, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, com uma extensão de 639.219km^2 de área de drenagem (7,5% do país). O rio São Francisco tem 2.700 km de extensão e nasce na Serra da Canastra em Minas Gerais, escoando no sentido sul-norte pela Bahia e Pernambuco, quando altera seu curso para este, chegando ao Oceano Atlântico através da divisa entre Alagoas e Sergipe. A Figura 4.1 mostra a localização da área de estudo.

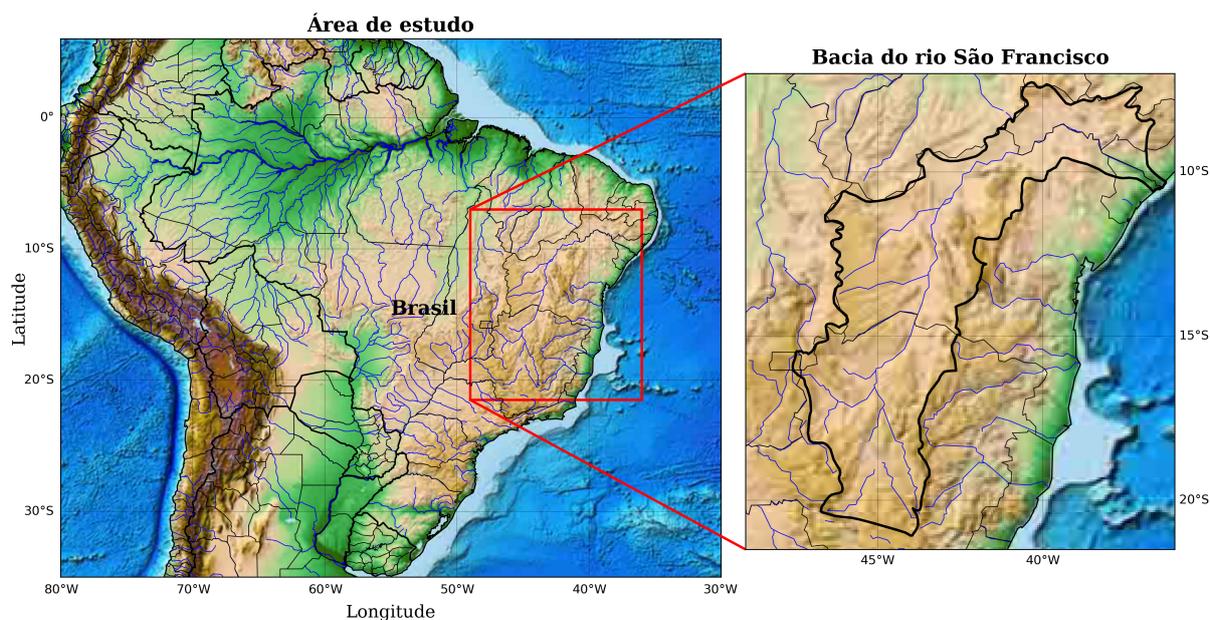


Figura 4.1 – Localização da bacia do rio São Francisco.

A Bacia faz parte de sete unidades estaduais: Bahia (48,2%), Minas Gerais (36,8%), Pernambuco (10,9%), Alagoas (2,2%), Sergipe (1,2%), Goiás (0,5%), e Distrito Federal (0,2%); e 507 municípios (cerca de 9% do total dos municípios do país), sendo a terceira maior do país (ANA, 2015). A sua importância reside não somente em sua extensão territorial, mas também nos múltiplos usos das águas do rio, sendo os mais importantes: geração de energia, controle de cheias, navegação, projeto de integração (transposição das águas do rio São Francisco a várias bacias localizadas nos estados do Ceará, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte), irrigação e piscicultura, abastecimento humano e uso turístico dos reservatórios.

A geração de energia representa um dos maiores aproveitamentos do rio. Na bacia estão operando atualmente 40 aproveitamentos hidrelétricos com mais de 10000 MW de capacidade instalada, aproximadamente 15% da capacidade instalada total do país, e com potencial para outras nove usinas já projetadas, como os aproveitamentos hidrelétricos de Pedra Branca (320 MW) e Riacho Seco (240 MW) entre os reservatórios de Sobradinho e Itaparica; e 76 pequenas centrais hidrelétricas que estão em fase de projeto básico ou estudo de viabilidade (ANA, 2015).

A bacia do rio São Francisco está dividida em quatro regiões fisiográficas: Alto, Médio, Submédio e Baixo São Francisco. A região do alto São Francisco contém 16% da área total da bacia e corresponde à região compreendida entre a nascente do rio principal, na serra da Canastra (MG), e a confluência com o Rio Jequitáí. A região do médio São Francisco é a maior das quatro regiões, com 63% da área total da bacia e estende-se da confluência com o rio Jequitáí até a barragem de Sobradinho. A região submédio São Francisco contém 17% da área da bacia e estende-se da barragem de Sobradinho até a barragem Xingó. Finalmente, a região do Baixo São Francisco contém 4% da área total e corresponde ao trecho a jusante de Xingó até a foz no oceano Atlântico. Na Figura 4.2 são apresentadas as regiões fisiográficas da bacia.

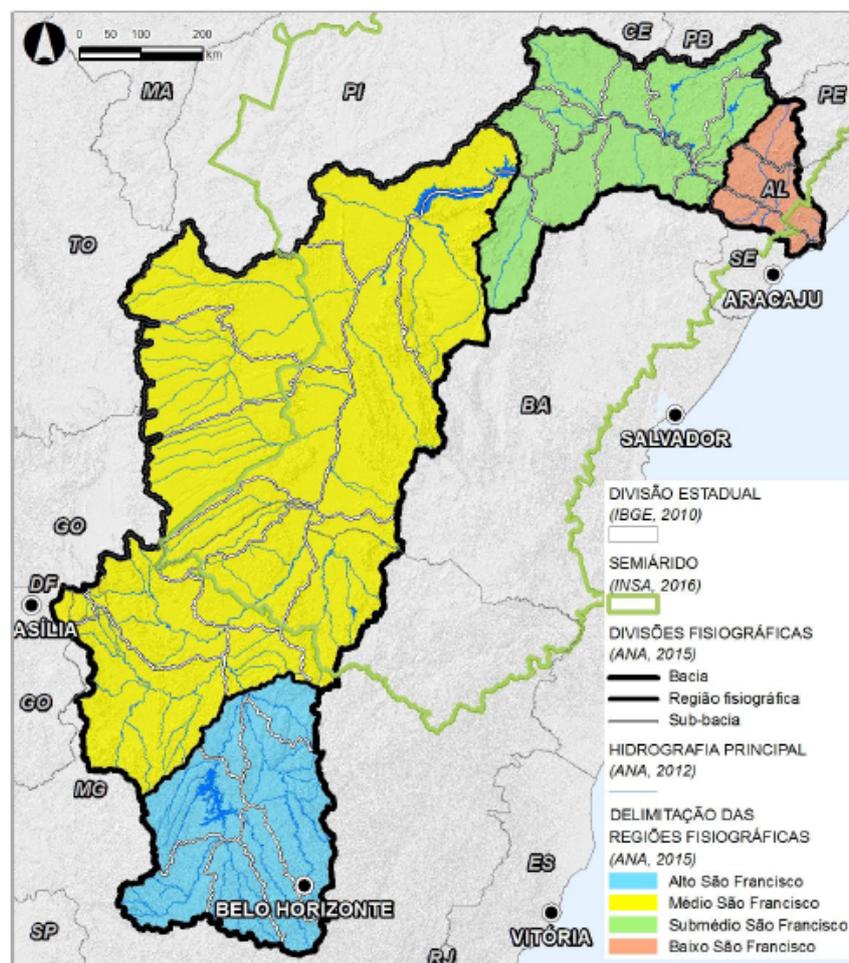


Figura 4.2 – Regiões Fisiográficas da bacia do rio São Francisco. Adaptado de ANA (2015).

A região do alto São Francisco e uma parte da região média (ambas no estado de Minas Gerais) contribuem com 70% da vazão média multianual da bacia. O resto da região média, localizada no estado da Bahia, contribui com 22% da vazão média anual e os restantes 8% são contribuídos pelas regiões submédio e baixo São Francisco (Amorim et al., 2017).

4.1.2 - Características Climáticas

Devido à extensão do seu território e à sua posição em relação ao equador, os padrões de precipitação na bacia do rio São Francisco são modulados por diferentes sistemas macroclimáticos, principalmente, as frentes frias e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) para a região do alto São Francisco e parte do médio São Francisco; e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) nas regiões do submédio e baixo São Francisco, localizadas no semiárido Nordeste. De acordo com Reboita et al. (2010), na região centro-oeste do Brasil (alto e parte do médio São Francisco), a ZCAS é fortalecida durante o verão austral (Dezembro, Janeiro e Fevereiro) devido à convergência do transporte de umidade da Amazônia pelo Jato de Baixo Nível (JBN) e o escoamento do Nordeste induzido pela circulação do Sistema da Alta Subtropical (SAS). Este padrão de circulação nessa área permite observar máximos pluviométricos no verão e mínimos no inverno (Junho, Julho e Agosto), característica principal do Sistema de Monção na América do Sul (SAMS).

Por outro lado, o posicionamento da ZCIT, forçado pelas anomalias da temperatura superficial do mar no oceano Atlântico Tropical, tem uma grande influência no regime de precipitação na região norte e nordeste do Brasil (Parte do médio, submédio e baixo São Francisco) (Souza e Nobre, 1998; Nobre e Shukla, 1996). Devido à sua variação sazonal, a ZCIT alcança sua posição mais ao sul durante o verão e o outono austral (Fevereiro a Abril), com máxima atividade convectiva e conseqüentemente, maior pluviosidade na região do semiárido. Já durante o inverno, a ZCIT alcança uma posição mais ao norte, reduzindo a taxa de pluviosidade na região.

Em relação ao regime hidrológico da bacia, os fenômenos El Niño e La Niña interferem sensivelmente no clima da região, proporcionando períodos de secas e períodos úmidos com frequência irregular. As chuvas tendem a se concentrar em um período definido do ano, que vai de novembro até abril ou maio do ano seguinte. A precipitação média anual na região hidrográfica São Francisco é de 1.003 mm. A disponibilidade hídrica superficial é de $1.886m^3/s$, o que corresponde a 2,07% da disponibilidade superficial do país ($91.071m^3/s$). A vazão média anual é de $2.846m^3/s$, correspondendo a 1,58% da vazão média nacional ($179.516m^3/s$), e a vazão de retirada (demanda total) é $278m^3/s$ (9,8% da demanda nacional) (ANA, 2015).

O clima regional apresenta uma variabilidade associada à transição do úmido para o árido, gerada pela atuação dos diferentes sistemas climáticos na bacia. Assim, a temperatura média anual na bacia varia de 18° a 27° acompanhada por um baixo índice de nebulosidade e grande incidência de radiação solar. A evapotranspiração média é de 896 mm/ano, apresentando valores elevados em toda a região: entre 2.140 mm e 1300 mm (Tucci et al., 2005).

4.2 - DADOS USADOS

4.2.1 - Dados Observados

Com o objetivo de analisar e caracterizar o regime de vazão na bacia do rio São Francisco, 59 séries de vazão, medidas em diferentes estações dentro da bacia serão usadas. O período de registro é de 33 anos, de 1980 a 2012, com resolução temporal diária. As séries foram obtidas da base de dados fornecida pela Agência Nacional de Águas (ANA) do Brasil, e fazem parte do projeto de “Impacto das mudanças climáticas em extremos hidrológicos”, desenvolvido em conjunto com o Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos da Universidade de Brasília. As principais características e a localização das estações de medição dos registros de vazão usadas neste estudo são mostradas no Apêndice A.

As séries utilizadas foram selecionadas após uma análise e inspeção de dados faltantes dentro de uma base de dados de 126 séries de vazão. Os registros originais tem resolução temporal diária, e posteriormente foram transformadas a séries mensais a fim de ser consistente com a resolução temporal das variáveis atmosféricas. O critério de seleção utilizado consistiu na escolha de séries com uma porcentagem total de dados faltantes menor que 5%. Assim, é garantida a continuidade dos registros no período de análise. Adicionalmente, também foi analisado o regime de vazão máxima anual, gerado a partir dos dados de vazão diária.

Na Figura 4.3 é mostrada a localização das estações de medição das séries de vazão usadas no estudo. Observa-se que a grande maioria das estações estão localizadas nas regiões do alto e médio São Francisco, que juntas contribuem com aproximadamente o 70% da vazão média anual da bacia. As estações restantes estão localizadas principalmente na região do baixo São Francisco, perto da desembocadura no oceano Atlântico.

A informação mostrada no Apêndice A permite observar uma grande variabilidade no tamanho da área de drenagem aferente para cada estação. Conseqüentemente, é de esperar uma alta variabilidade no regime de vazão observado ao longo da bacia em termos de magnitude. Isso tendo em conta também a grande extensão territorial da bacia, os diferentes fenômenos climáticos atuantes, e os diversos usos dos recursos hídricos dentro da mesma.

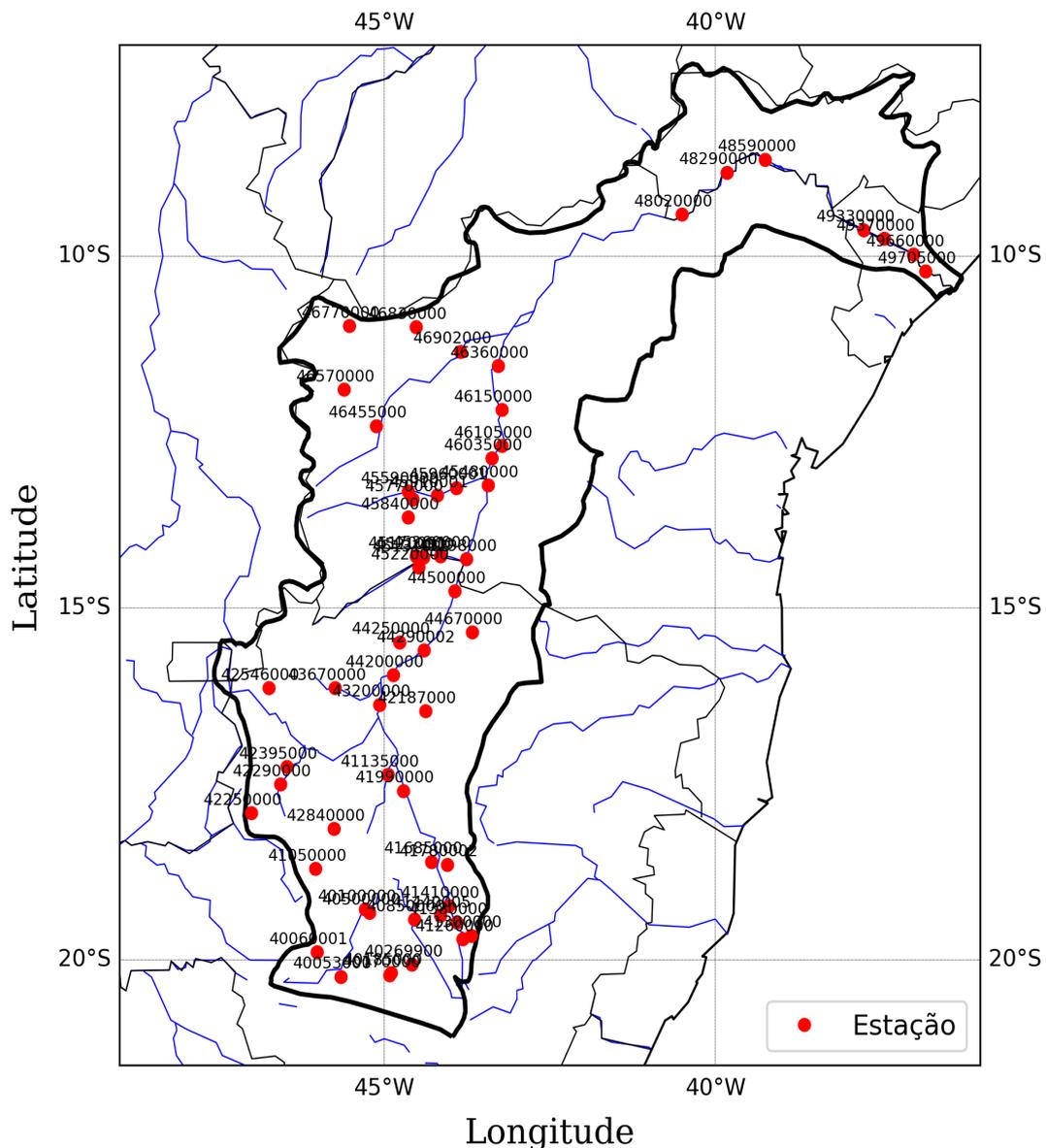


Figura 4.3 – Localização das estações de medição das séries de vazão na bacia do rio São Francisco.

4.2.2 - Reanálise Era-Interim

O Reanálise Global do Era-Interim foi desenvolvido pelo *European Center for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF). Contém informações sobre todas as variáveis superficiais e em diferentes níveis de pressão na atmosfera em resolução temporal mensal, e conta com um período de registro de 1979 até o presente. O modelo conta com uma resolução horizontal espectral T255, que corresponde a um tamanho de pixel de aproximadamente $0,75^\circ$ e tem 60 níveis na vertical, variando da superfície até $0,1 \text{ hPa}$ (Dee et al., 2011).

Diferentes variáveis oceânicas e atmosféricas são usadas para caracterizar os sistemas

climáticos que modulam o regime hidrológico no Brasil e que são de interesse neste estudo. As séries obtidas para cada variável tem resolução temporal mensal e registros no período de 1980 a 2005, considerado como o período histórico. As variáveis utilizadas são descritas a seguir:

- **Velocidade do vento:** Dados de velocidade do vento na componente zonal e meridional nos níveis de 200 e 850 hPa são usados para caracterizar o SAMS. Os dados foram selecionados na área delimitada entre as latitudes $5^{\circ}S$ a $25^{\circ}S$ e as longitudes $65^{\circ}W$ a $30^{\circ}W$, de acordo com as análises realizadas por Gan et al. (2005). Na Figura 4.4 é mostrada a região de interesse onde será analisada a velocidade do vento.

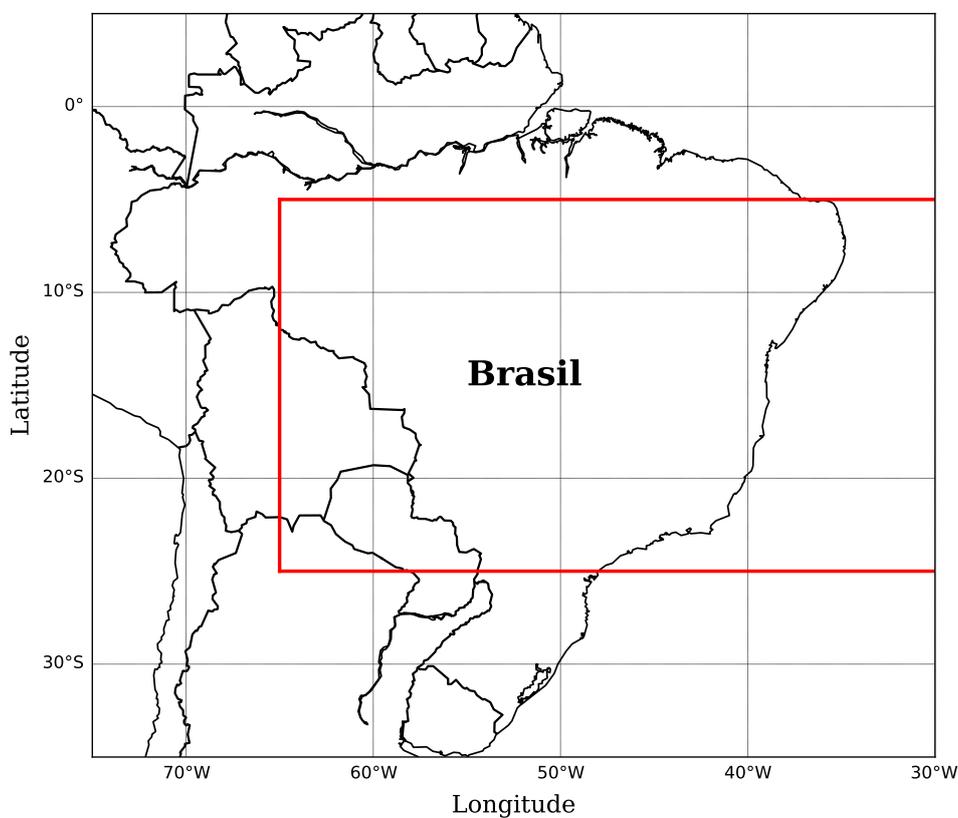


Figura 4.4 – Região de análise da velocidade do vento.

- **Temperatura Superficial do Mar:** Dados de Temperatura Superficial do Mar (TSM) no oceano Atlântico Tropical são usados para caracterizar o gradiente inter-hemisférico do oceano Atlântico tropical. Para isto, de acordo com o estudo de Servain (1991), foram definidas as regiões do Atlântico Tropical Norte (ATN), na área compreendida entre as latitudes $25^{\circ}N$ e $5^{\circ}N$, e as longitudes $50^{\circ}W$ e $20^{\circ}W$; e a região do Atlântico Tropical Sul (ATS), compreendida entre as latitudes $5^{\circ}S$ e $20^{\circ}S$ e as longitudes $30^{\circ}W$ e 0° . Na Figura 4.5 são mostradas as regiões definidas para a obtenção dos dados de TSM necessários para o estudo.

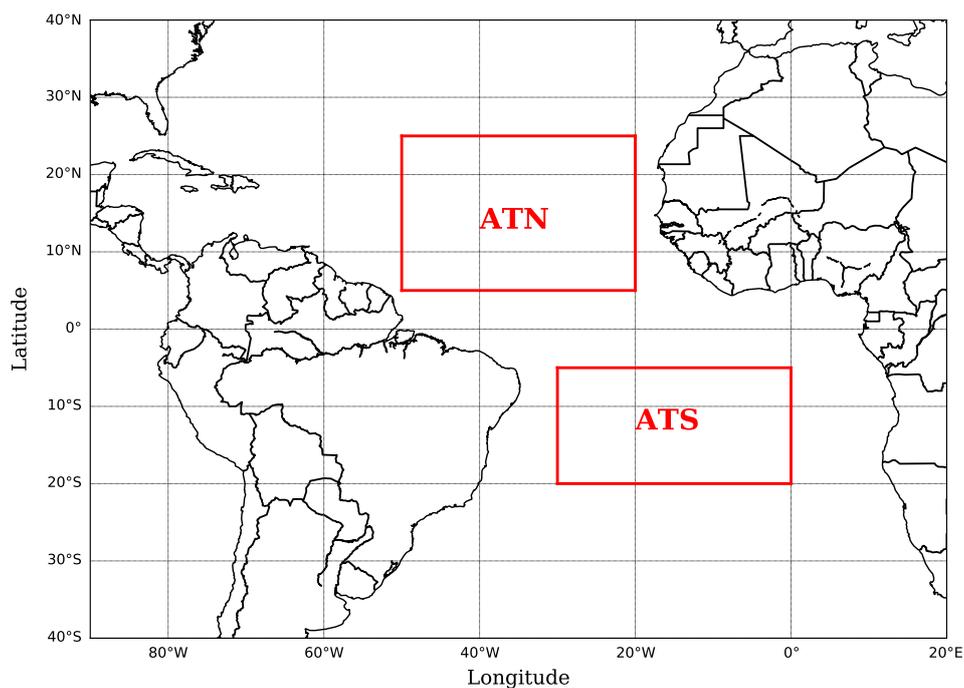


Figura 4.5 – Regiões de estudo no oceano Atlântico.

- **Temperatura Superficial no continente:** Com o objetivo de analisar a importância do contraste entre a temperatura superficial do continente e a temperatura superficial do mar na ocorrência de eventos, dados de temperatura do ar a 2m da superfície são usados na região compreendida entre as latitudes 0° a $30^{\circ}S$ e as longitudes $60^{\circ}W$ a $35^{\circ}W$.
- **Pressão a nível do mar:** Dados de pressão média ao nível do mar são usados para analisar e caracterizar a intensidade e localização do SAS no oceano Atlântico. A região de análise corresponde à bacia do Atlântico Tropical Sul, mostrada na Figura 4.6.

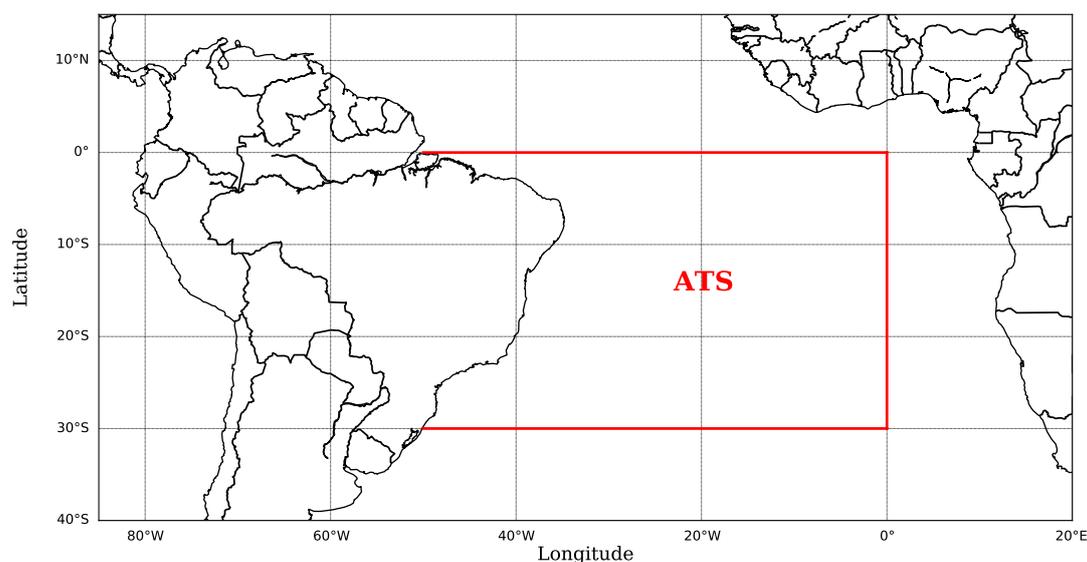


Figura 4.6 – Bacia do oceano Atlântico Sul

4.2.3 - Modelos CMIP5

Os Modelos Climáticos Globais (GCM) são as ferramentas mais avançadas atualmente disponíveis para simular a resposta do sistema climático global ao aumento das concentrações de Gases de Efeito Estufa (GEE). Os GCMs correspondem a modelos numéricos que representam os sistemas climáticos, onde são vinculados processos físicos, químicos e biológicos da atmosfera, o oceano, a criosfera e a superfície terrestre, e suas interações e funções de retroalimentação. Esses modelos representam o clima implementando grades tridimensionais no globo, com resolução horizontal entre 250 Km e 600 Km, de 10 a 20 camadas verticais para a atmosfera e até 30 camadas para os oceanos.

No entanto, o desenvolvimento de múltiplos modelos climáticos em diversos centros de pesquisa no mundo implicava o risco de que cada grupo de pesquisa abordasse sua modelagem de maneira diferente, reduzindo a comparabilidade dos resultados. Nesse sentido, o *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP) nasce em 1995 com a finalidade de integrar, comparar e compartilhar os resultados dos diversos modelos climáticos (Meehl et al., 2005). Atualmente o projeto CMIP está desenvolvendo sua sexta versão, porém, neste trabalho serão usados diversos modelos da fase 5 do projeto (CMIP5).

Com o intuito de estudar e analisar a variabilidade climática no clima futuro como resposta às mudanças climáticas, os GCM são executados sob diferentes forçantes ou cenários climáticos, diretamente relacionados com o grau de concentração de GEE na atmosfera. Nesse sentido, foram definidos os *Representative Concentration Pathway* (RCP), que correspondem às potenciais futuras trajetórias de concentração de GEE, emissões de poluentes atmosféricos e uso da terra até o ano 2100 (IPCC, 2014). Quatro trajetórias foram definidas pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC): RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 e RCP 8.5. Cada RCP fornece apenas um dos muitos cenários possíveis que levariam as características específicas de forçamento radiativo. Assim, para o RCP 2.6 o forçamento radiativo atinge um pico de aproximadamente $3Wm^{-2}$ antes do ano 2100 e depois diminui. No caso dos RCP 4.5 e RCP 6.0, são consideradas as trajetórias intermediárias de estabilização nas quais o forçamento radiativo é estabilizado em $4.5Wm^{-2}$ e $6Wm^{-2}$ aproximadamente após 2100. Finalmente, o RCP 8.5 corresponde a uma trajetória de alta concentração que atinge mais de $8.5Wm^{-2}$ em 2100 e continua aumentando por um tempo.

Neste estudo foram selecionados 14 modelos do CMIP5 para a análise e caracterização dos fenômenos macroclimáticos que modulam o regime hidrológico na bacia do rio São Francisco no período histórico (1980-2005) e no período futuro (2006-2099). A eleição dos períodos foi feita com base na disponibilidade das simulações dos modelos CMIP5. De cada modelo selecionado foram obtidas as simulações das variáveis atmosféricas descritas na seção anterior no período histórico (para a análise da representatividade dos modelos CMIP5 com

respeito aos dados observados), e no período futuro (para a análise do impacto das mudanças climáticas no clima futuro), sob dois cenários de mudanças climáticas: RCP 4.5 e RCP 8.5. Na Tabela 4.1 apresentam-se os modelos do CMIP5 selecionados para este estudo.

Tabela 4.1 – Modelos do CMIP5 usados neste estudo.

MODELOS	CENTRO DE PESQUISA	RESOLUÇÃO	PAÍS
ACCESS1.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	1, 25°x1, 875°	Austrália
BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center	2, 8°x2, 8°	China
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	2, 8°x2, 8°	Canadá
CCSM4	National Center for Atmospheric Research	0, 94°x1, 25°	Estados Unidos
CESM1-BGC	National Center for Atmospheric Research	0, 94°x1, 25°	Estados Unidos
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques	1, 4°x1, 4°	França
CSIRO-Mk3.6.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	1, 875°x1, 875°	Austrália
GFDL-ESM2G	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	2°x2, 5°	Estados Unidos
INM-CM4	Russian Academy of Sciences	1, 5°x2°	Rússia
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre Simon Laplace	1, 89°x3, 75°	França
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo)	1, 4°x1, 4°	Japão
MPI-ESMLR	Max Planck Institute for Meteorology	1, 875°x1, 875°	Alemanha
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency	1, 125°x1, 125°	Japão
Nor-ESM1-M	Norwegian Climate Center's Earth System Model	2, 89°x2, 5°	Noruega

A seguir, será explicada a metodologia, dividida em 3 etapas: a caracterização do regime de vazão na bacia do rio São Francisco, a variabilidade dos índices climáticos no período histórico, e finalmente, a caracterização dos índices climáticos no período futuro, incluindo as implicações no regime de vazão da bacia de estudo. Todos os processos de cálculo foram realizados através do software livre Python.

4.3 - CARACTERIZAÇÃO DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DO REGIME DE VAZÃO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

Esta seção tem por objetivo analisar as principais características do regime hidrológico na bacia do rio São Francisco através do estudo de séries observadas de vazão. Para isto, serão examinadas as características principais do regime de vazão mensal e o regime de vazão máxima anual em termos de variação temporal, variação espacial, distribuição estatística e associação com fenômenos climáticos de grande escala.

4.3.1 - Variabilidade temporal da vazão

A variabilidade temporal do regime de vazão na bacia do rio São Francisco é caracterizada na escala mensal a partir dos valores médios mensais, calculados para cada uma das séries de

vazão analisadas. O comportamento do ciclo anual resultante permite conhecer a sazonalidade da vazão nas diferentes regiões da bacia e observar os meses em que se apresentam os valores máximos e mínimos de vazão. Com o objetivo de conhecer a memória do regime de vazão, é analisada a persistência de cada série de vazão (mensal e máxima anual) a partir do cálculo da autocorrelação com atrasos das séries de vazão padronizadas. Finalmente, é usada a técnica de Ondas baseadas na metodologia descrita por Torrence e Compo (1998), com a finalidade de determinar as frequências dominantes das séries de vazão mensal e máxima na bacia.

4.3.2 - Variabilidade espacial da vazão

Para a caracterização da variabilidade espacial do regime de vazão na bacia do rio São Francisco é aplicada a técnica de análise das Funções Ortogonais Empíricas (EOF) às séries de vazão observadas padronizadas. Esta metodologia é amplamente utilizada na caracterização de dados atmosféricos uma vez que Lorenz (1956) apresentara sua utilidade na determinação dos modos principais de variabilidade de um sistema de alta dimensionalidade. O método consiste na decomposição dos dados de interesse em um conjunto de vetores que constituem uma combinação linear da variável original e que contém grande parte da variância. Esta técnica está baseada na suposição de que as séries originais apresentam correlações significativas entre elas, e por tanto, existe informação redundante que pode ser reduzida através da implementação desta metodologia (Wilks, 2011).

Neste trabalho, a técnica das EOFs, também chamada análise das Componentes Principais (PCA), é aplicada a partir do cálculo da matriz de correlação sem atraso das séries de vazão padronizadas. Tendo em conta que esta análise é usada em séries temporais distribuídas em diferentes localidades dentro da bacia, foi construída uma matriz de dados com as séries ordenadas em sentido norte-sul. Assim, matriz de dados é de dimensão $N \times K$, onde N é o número de registros no tempo, e K o número de estações.

A matriz de correlação resultante é uma matriz quadrada e simétrica em relação à diagonal principal, cujos autovalores representam os principais modos de variabilidade espacial e os autovetores permitem obter informação sobre a variabilidade temporal de cada estrutura espacial, representadas pelas componentes principais. As componentes principais obtidas são ortogonais entre elas, o que implica que a porcentagem da variância explicada por cada componente é independente da variância explicada pelo resto das componentes.

Esta análise é realizada com o objetivo de diferenciar zonas da bacia em que existe um comportamento similar do regime de vazão, e por tanto, distinguir as áreas nas que atuam os diferentes sistemas climáticos que modulam o regime hidrológico. A metodologia completa será descrita no Apêndice B.

4.3.3 - Análise da distribuição empírica do regime de vazão

A análise estatística do regime de vazão na bacia do rio São Francisco torna-se relevante quando é considerada a necessidade de conhecer e interpretar o regime em termos da frequência e probabilidade de ocorrência dos eventos hidrológicos, tanto em condições médias como em condições extremas. Isto levando em conta também a relevância dessa análise no processo de tomada de decisões no contexto da gestão dos recursos hídricos na bacia. Nessa ordem de ideias, as séries de vazão observadas são analisadas em termos da Função da Distribuição de Probabilidade empírica (FDP) e a Função de Distribuição Acumulada empírica (FDA).

4.3.4 - Associação com fenômenos macroclimáticos

Com o objetivo de determinar a influência dos fenômenos macroclimáticos sobre o regime de vazão na bacia do rio São Francisco é realizada uma análise de associação e dependência do regime de vazão com as variáveis climáticas usadas para caracterizar os fenômenos do Dipolo, o SAMS e o SAS.

Para a caracterização das relações é usada uma técnica não paramétrica como o Coeficiente de Correlação de Spearman, que sendo uma medida não dimensional da covariância entre as séries de interesse, permite obter uma medida do grau de associação linear existente entre elas. O método de Spearman é caracterizado por ser uma medida robusta e resistente, isto é, que os valores atípicos não afetam o cálculo do coeficiente (Wilks, 2011). A expressão matemática para calcular o coeficiente de correlação de Spearman é mostrada na Eq. 4.1.

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^N D^2}{N(N^2 - 1)} \quad (4.1)$$

Sendo:

- ρ é o coeficiente de correlação de Spearman.
- D é a diferença entre os rangos das séries analisadas.
- N é o número total de dados das séries.

O coeficiente de correlação de Spearman é um valor adimensional que oscila no rango de -1 e 1. Os valores positivos do coeficiente indicam uma relação diretamente proporcional entre as variáveis analisadas, em que o valor 1 implica uma relação direta perfeita. Quando os valores do coeficiente são negativos, a relação existente entre as variáveis é inversamente proporcional. Finalmente, o valor de 0 no coeficiente de correlação indica que não existe relação linear entre

as variáveis.

Neste estudo são calculados os coeficientes de correlação entre as variáveis atmosféricas e as componentes principais para diferentes atrasos, assumindo que a variável climática precede a componente principal. Esta análise permite identificar as variáveis que apresentam maior relação linear com as componentes principais, no entanto, não indica uma relação de causalidade entre as variáveis.

4.4 - VARIABILIDADE DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO HISTÓRICO

O objetivo desta seção da metodologia é caracterizar e analisar os índices definidos no período histórico (1980-2005), calculados com os dados observados (Reanálise Era-Interim) e os dados simulados (Modelos CMIP5). Ao mesmo tempo, este capítulo tem como finalidade analisar a habilidade dos modelos CMIP5 para representar as principais características dos dados observados, visando obter simulações confiáveis para estudar a variação dos sistemas macroclimáticos no clima futuro (2006-2099).

4.4.1 - Variabilidade sazonal das variáveis atmosféricas

Com o objetivo de conhecer a variabilidade anual das variáveis atmosféricas usadas neste estudo, é calculada a sazonalidade em termos dos valores médios mensais. Esta análise permite identificar os períodos do ano em que são observados os valores máximos e mínimos da temperatura superficial do mar e do continente, as componentes meridional e zonal do vento, e a pressão a nível do mar no oceano Atlântico; e ao mesmo tempo, estabelecer as possíveis relações desenvolvidas entre as variáveis a partir do comportamento sazonal, com base nas conclusões encontradas na literatura.

4.4.2 - Variabilidade sazonal dos índices climáticos observados no período histórico

Nesta seção são definidos os índices que serão usados para caracterizar os sistemas acoplados oceano-atmosfera que modulam o regime de precipitação, e consequentemente de vazão, na bacia do rio São Francisco. Inicialmente, serão definidas três categorias de índices, denominados Índices de Vento, Índices de Temperatura e Índices de Pressão.

- **Índices característicos do Sistema de Monção da América do Sul**

Os índices que caracterizam o Sistema de Monção na América do Sul, daqui em diante chamados Índices de Vento, correspondem ao conjunto de índices estudados previamente por Gan et al. (2004), quem definiu quatro índices tendo como base as mudanças sazonais observadas nos padrões de vento zonal e meridional, assim como a influência dos mesmos no regime de precipitação na região Centro-Oeste do Brasil.

O primeiro índice foi chamado *Meridional Wind Shear Index* (MWSI), que representa a influência do ramo de ascensão da célula de Hadley e corresponde à diferença entre o vento meridional nos níveis de 200 e 850 hPa, na área delimitada por $5^{\circ}S$ a $10^{\circ}S$ e $30^{\circ}W$ a $40^{\circ}W$. O segundo índice, denominado *Zonal Wind Shear Index* (ZWSI) corresponde à diferença do vento zonal nos níveis de 200 e 850 hPa na área de $10^{\circ}S$ a $15^{\circ}S$ e $50^{\circ}W$ a $60^{\circ}W$, e está relacionado com a circulação zonal (oeste-leste). O terceiro índice foi chamado *The 850 hPa Zonal Wind Index* (850ZWI) e corresponde ao vento zonal a 850 hPa ao longo da longitude de $60^{\circ}W$, entre as latitudes $10^{\circ}S$ e $20^{\circ}S$. Esse índice representa o início da temporada de monção, já que os ventos mudam de sentido, sendo ventos de leste durante a temporada seca e ventos de oeste durante a quadra chuvosa. Por último, para analisar a influência do transporte de umidade gerado pelo jato de baixo nível encontrado no leste dos Andes, foi definido *The 850 hPa zonal and meridional index* (UVI) como a soma do vento zonal a 850 hPa na área de $50^{\circ}W$ a $60^{\circ}W$ e $10^{\circ}S$ a $15^{\circ}S$, e o vento meridional a 850 hPa na área de $60^{\circ}W$ a $65^{\circ}W$ e $20^{\circ}S$ a $25^{\circ}S$.

- **Índices característicos da variação da temperatura superficial**

Os Índices de Temperatura correspondem ao conjunto de índices que caracterizam a variação da Temperatura Superficial do Mar (TSM) na região sul do oceano atlântico, e a variação da temperatura superficial no continente sobre o território do Brasil. A análise da temperatura superficial tem sido estudada devido a sua influência nos padrões de circulação atmosférica e seu impacto no regime de chuvas na América Central e América do Sul.

O primeiro índice, denominado Índice do Dipolo, representa o modo de variabilidade das anomalias da TSM no Oceano Atlântico, caracterizado pelos sinais opostos nas bacias do norte e do sul do Atlântico tropical. O índice do Dipolo foi originalmente proposto por Servain (1991), quem definiu o índice com base nas anomalias da TSM nas regiões tropicais. Porém, neste estudo o índice representativo do sistema do Dipolo foi definido como a diferença da temperatura média mensal entre o Atlântico Tropical Norte (ATN, área $25^{\circ}N$ a $5^{\circ}N$ e $50^{\circ}W$ a $20^{\circ}W$) e o Atlântico Tropical Sul (ATS, área $5^{\circ}S$ a $20^{\circ}S$ e $30^{\circ}W$ a 0°).

O segundo índice, chamado Índice do Contraste, corresponde à diferença entre a temperatura média mensal sobre o continente (área 0° a $30^{\circ}S$ e $60^{\circ}W$ a $35^{\circ}W$) e a

temperatura média mensal sobre o oceano atlântico sul (região ATS).

- **Índices característicos do Sistema da Alta Subtropical**

Os índices característicos do Sistema da Alta Subtropical (SAS) são agrupados na categoria denominada neste trabalho como índices de Pressão. Nela, foram definidos três índices que tem por objetivo caracterizar a intensidade do centro de máxima pressão e a localização do mesmo, em termos de latitude e longitude.

Diferentes técnicas têm sido usadas em estudos anteriores para determinar a posição do centro de máxima pressão, entre elas as séries de Taylor de segunda ordem (Mächel et al., 1998a; Murray e Simmonds, 1991), algoritmos de comparação do vizinho mais próximo (Degola, 2013; Reboita et al., 2019), algoritmos baseados em limiar (Salcedo-Castro et al., 2015). No entanto, neste estudo foi aplicada metodologia usada por Gilliland e Keim (2018), na qual, o centro de máxima pressão é determinado com base em um algoritmo simples de comparação baseado na média.

O processo consiste na seleção de áreas em que é satisfeita uma determinada condição, no nosso caso, os valores selecionados devem ser maiores que o valor médio da pressão do mar no nível anterior. Inicialmente, o primeiro nível corresponde à área de estudo (Nível A), que corresponde a área entre 0° a $50^{\circ}S$ e $60^{\circ}W$ a $10^{\circ}E$. Esse processo é repetido três vezes (níveis B, C e D) e finalmente, com os valores restantes, a média e o desvio padrão são calculados, e os valores que são um desvio padrão acima da média (nível E) são selecionados. Finalmente, a posição e a intensidade do centro de pressão máxima (nível F) são determinadas como a latitude, longitude e pressão média dos valores selecionados no nível E. O mesmo processo descrito acima é usado para construir os índices com os dados dos modelos CMIP5 para o período histórico e o período futuro nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5. A Figura 4.7 mostra uma representação gráfica do algoritmo descrito acima.

Note-se que o uso de dados mensais na caracterização do sistema de alta pressão, de acordo com a abordagem feita por Degola (2013), permite reduzir as inconsistências geradas pelos sistemas transientes, que em alguns casos, podem apresentar pressões mais elevadas, afetando o valor do índice.

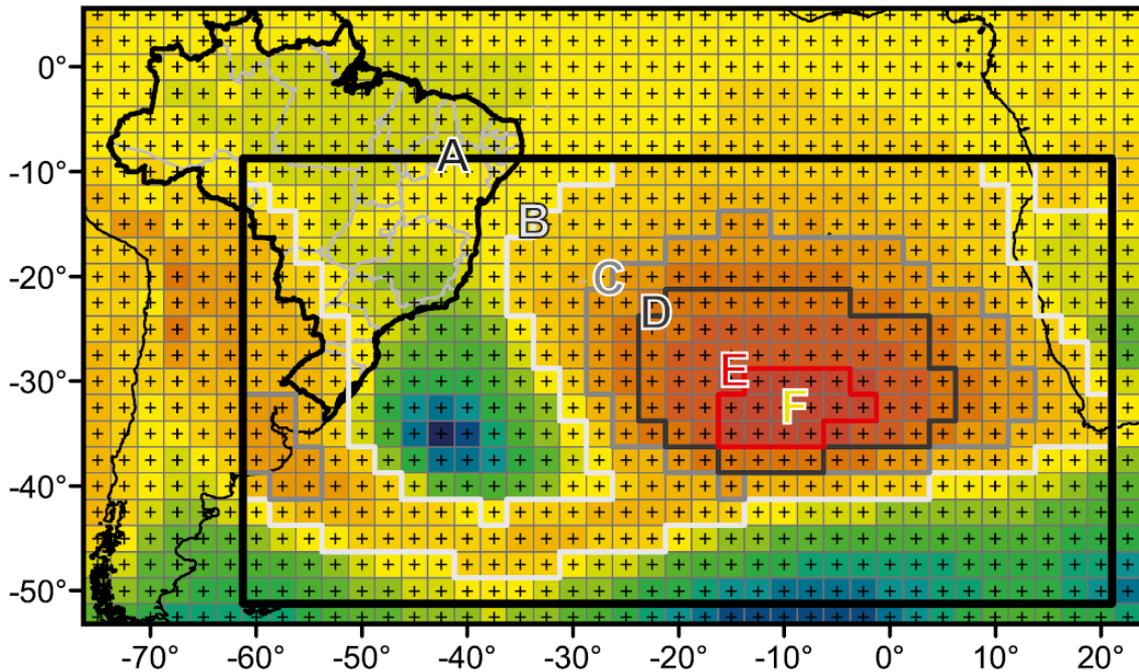


Figura 4.7 – Representação gráfica do algoritmo usado para caracterizar o SAS. Adaptado de Gilliland e Keim (2018).

4.4.3 - Variabilidade sazonal dos índices climáticos simulados no período histórico

A análise da variabilidade temporal dos índices definidos para a caracterização dos sistemas acoplados oceano-atmosfera é realizada em termos da sazonalidade anual no período histórico. A identificação dos períodos em que são observados os valores máximos e mínimos durante o ano para todos os índices permite conhecer o comportamento dos fenômenos macroclimáticos durante o ano e estabelecer conclusões da conexão existente entre os diferentes sistemas como parte do sistema acoplado oceano-atmosfera.

Adicional à análise sazonal, nesta seção são comparados os índices simulados e observados no período histórico em termos da magnitude sazonal e periodicidade dos índices, com o objetivo de identificar o comportamento dos modelos do CMIP5 em relação aos dados observados do reanálise Era-Interim. O Erro Relativo (ER) é usado para avaliar o comportamento sazonal dos modelos. Esta métrica de erro mede conjuntamente a consistência das séries temporais simuladas em relação às observadas em termos da distribuição temporal e a magnitude. Nesse sentido, são comparadas as magnitudes dos valores sazonais dos índices simulados com os modelos CMIP5 no período histórico para cada mês do ano, em relação aos índices calculados com os dados do reanálise Era-Interim. A expressão matemática do ER é mostrada na Eq. 4.2.

$$ER = \left| \frac{X_{ob} - X_{sim}}{X_{ob}} \right| * 100 \quad (4.2)$$

Sendo:

- X_{ob} é o valor do índice observado.
- X_{sim} é o valor do índice simulado.

4.4.4 - Análise estatística dos índices climáticos simulados

- **Distribuição de Probabilidade:** Analogamente às séries de vazão observadas, os índices observados e simulados no período histórico são analisados estatisticamente em termos da FDP e a FDA. A análise, além de permitir avaliar a distribuição dos dados, permite comparar as séries simuladas em relação às observadas e identificar os modelos que melhor representam a realidade.
- **Correção de Viés:** Considerando que os estudos de mudanças climáticas geralmente são avaliados em escalas globais, as simulações dos GCM precisam ser pós-processados para corrigir o viés observado nos dados, a fim de produzir estimativas confiáveis dos futuros impactos na escala local. Neste estudo será usada uma transformação não paramétrica para corrigir os dados simulados. O viés dos dados simulados em relação com os dados observados afeta diretamente a estimativa da magnitude dos índices, subestimando ou superestimando o valor de acordo ao caso; daí a importância da execução deste processo.

A técnica usada é denominada Mapeio de Quantis Empíricos. Corresponde a uma abordagem comum que utiliza a FDA empírica dos dados observados e simulados em vez de assumir distribuições paramétricas (Gudmundsson et al., 2012). A principal vantagem do método é que pode ser aplicado sem assumir hipóteses específicas sobre a distribuição probabilística dos dados. O processo de cálculo consiste na estimação da FDA simulada usando tabelas de percentis empíricos e interpolando os valores existentes nas faixas dos percentis selecionados. A Figura 4.8 mostra uma representação gráfica do processo de correção do viés usando o método de mapeio de quantis.

Tendo em conta a variabilidade sazonal dos índices analisados, a correção do viés foi aplicada as séries de cada índice separadas por mês. Isto, a fim de diferenciar os meses nos que os índices atingem os valores máximos e mínimos, e conseqüentemente, evitar que a FDA ajustada da série completa seja afetada pelos valores extremos observados nos diferentes períodos ao longo do ano.

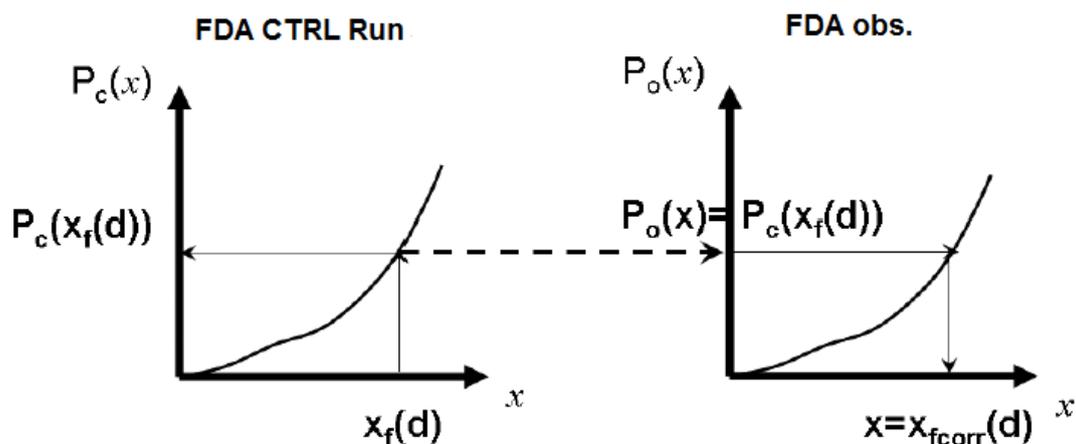


Figura 4.8 – Representação gráfica processo de correção do viés. Adaptado de Boé et al. (2007)

4.4.5 - Associação dos índices climáticos com o regime de vazão na bacia do Rio São Francisco

Com o objetivo de analisar a possível relação entre os sistemas de larga escala atmosféricos com o regime de vazão da bacia do rio São Francisco, é analisada a associação dos índices climáticos com o regime de vazão mensal e máxima anual em termos dos valores da correlação de Spearman (ver Eq. 4.1), sendo os índices climáticos os antecedentes das séries de vazão. No caso do regime de vazão mensal, serão mostrados os valores de correlação entre os índices climáticos e as séries mensais para defasagens de 0 a 5 meses com o objetivo de analisar como a variação dos índices de interesse poderiam influenciar a variabilidade da vazão em diferentes meses depois da ocorrência de tais variações.

Já no caso do regime de vazão máxima anual, a associação com os fenômenos de larga escala é analisada em termos do coeficiente de correlação com os índices separados por meses, de setembro a janeiro, considerando que na maior parte das séries analisadas a vazão máxima é observada no mês de fevereiro. Nesse sentido, busca-se nesta seção analisar como a configuração dos sistemas climáticos em cada mês antes do pico de vazão poderia estar relacionada ou influenciar a vazão máxima observada no período de chuvas na bacia.

4.5 - VARIABILIDADE DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO FUTURO

Nesta seção serão apresentadas e analisadas as variações dos índices climáticos no período futuro para ambos os cenários de interesse, em termos da magnitude sazonal e as características estatísticas das distribuições empíricas.

4.5.1 - Variabilidade sazonal dos índices climáticos no período futuro

Com o objetivo de analisar a variação dos índices climáticos no clima futuro sob a influência das mudanças climáticas e a habilidade dos modelos do CMIP5 de representar o sistema acoplado oceano-atmosfera, os índices com viés corrigido para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 serão analisados em termos da magnitude e a sazonalidade. A sazonalidade é analisada em termos da comparação do comportamento do ciclo anual, a magnitude e os meses em que são observados os valores pico. Esta análise permitirá analisar e quantificar a variação dos índices no clima futuro em comparação com os dados obtidos pelo reanálise Era-Interim, considerados neste estudo como os dados observados.

4.5.2 - Variabilidade das características estatísticas dos índices no período futuro

Esta seção tem como finalidade analisar a distribuição empírica e a variação de alguns parâmetros estatísticos dos índices simulados com viés corrigido no período futuro para ambos os cenários de interesse em relação aos dados observados no período histórico. Os parâmetros analisados correspondem aos denominados Momentos Estatísticos, cujas expressões matemáticas são mostradas a seguir:

- Média Aritmética (μ)

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (4.3)$$

- Variância da amostra (σ^2)

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \mu)^2}{n} \quad (4.4)$$

- Coeficiente de assimetria (γ)

$$\gamma = \frac{\sum_{i=1}^n X_i^3}{n} \quad (4.5)$$

- Coeficiente de curtose (κ)

$$\kappa = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \mu)^4}{n\sigma^4} - 3 \quad (4.6)$$

4.5.3 - Comparação dos cenários climáticos analisados

Visando a analisar a variabilidade das simulações dos modelos do CMIP5, é usado o método delta com o fim de comparar as simulações obtidas para cada modelo, em cada cenário analisado. É importante ressaltar que os índices usados para calcular o delta são aqueles com o viés corrigido, tanto no período histórico quanto no período futuro. O método delta não é mais

do que a comparação dos valores médios mensais em termos da diferença entre as simulações dos GCMs no futuro e no período histórico. Dessa forma, um valor delta positivo indica um incremento da simulação no período futuro, e um valor negativo indica uma diminuição do valor do índice no período futuro em relação com o período atual. A expressão matemática usada para calcular o delta (δ) é apresentada na Eq. 4.7

$$\delta = X_{fut}_i^j - X_{hist}_i^j \quad (4.7)$$

Sendo:

- X_{fut} representa o valor do índice X no período futuro, para cada cenário RCP analisado.
- X_{hist} representa o valor do índice X no período histórico.
- i representa o mês de análise, variando entre 1 (setembro) e 12 (agosto).
- j representa o modelo analisado, variando entre 1 e 14.

4.5.4 - Impacto das mudanças climáticas nos sistemas de larga escala e no regime de vazão da bacia do rio São Francisco

Uma vez conhecidas as variações dos índices climáticos sob a influência das mudanças climáticas, esta seção tem como objetivo discutir as implicações de tais variações nos fenômenos macroclimáticos de interesse neste estudo. Para isso, considerando os resultados obtidos das simulações dos modelos no período futuro, e baseados nos conceitos teóricos estudados e mostrados no referencial teórico, são analisadas as implicações das variações dos índices na ocorrência dos fenômenos de larga escala, assim como as possíveis implicações na variabilidade da climatologia local do Brasil, e especificamente, da bacia do rio São Francisco.

Adicionalmente, são analisados qualitativamente os impactos da variabilidade dos fenômenos de grande escala no período futuro sobre o regime de vazão mensal e máximo anual através da análise teórica dos fenômenos, baseada na associação dos índices e a vazão observada para o período histórico. Assim, com base no tipo de correlação observada entre os índices climáticos e as vazões da bacia do rio São Francisco, é realizada uma análise das implicações da variação dos índices no futuro sobre o regime de vazão, o que permitirá ter uma ideia de como poderia variar o recurso hídrico na bacia no futuro.

5 - CARACTERIZAÇÃO DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DO REGIME DE VAZÃO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

5.1 - VARIABILIDADE TEMPORAL DA VAZÃO

5.1.1 - Variação Sazonal

Nesta seção é analisada a variabilidade temporal do regime de vazão mensal e máximo anual da bacia do rio São Francisco em termos da sazonalidade, calculada a partir de séries de vazão mensal no período de 1980 a 2012. Com o objetivo de sintetizar a informação, são mostrados os resultados obtidos para 4 séries, cada uma representando as sub-regiões da bacia do rio São Francisco: Alto São Francisco (40053000), Médio (45590000), Sub-médio (48290000) e Baixo (49370000). Na Figura 5.1 são mostradas as séries de vazão mensal das estações selecionadas para cada sub-região da bacia.

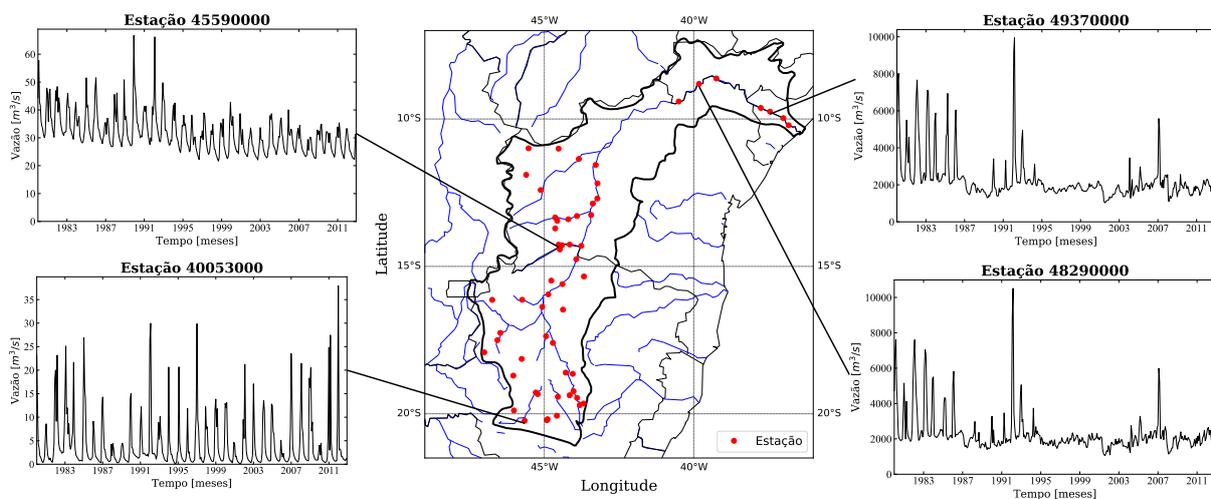


Figura 5.1 – Séries de vazão mensal das estações selecionadas para as sub-regiões da bacia do rio São Francisco.

Observa-se na Figura 5.1 que o regime de vazão é altamente variável ao longo da bacia em termos da magnitude. Na região do Alto São Francisco, que corresponde à parte alta da bacia, as séries de vazão mostram valores mais baixos quando comparados com as outras regiões, como é de esperar considerando que essa região corresponde às nascentes dos cursos de água. As séries mostram uma periodicidade forte, representando a sazonalidade. Observa-se que durante os meses de estiagem as vazões podem alcançar valores muito baixos, quase nulos. Na região do médio São Francisco, a periodicidade mostrada pelos registros é semelhante, no entanto,

os valores de vazão aumentam consideravelmente. Já nas regiões do Submédio e Baixo São Francisco o comportamento da série é completamente diferente, sendo mais regulado que nas outras regiões devido à operação da usina de Sobradinho, localizada no estado da Bahia.

O ciclo anual é uma das características principais para caracterizar a variabilidade temporal do regime de vazão mensal, já que permite avaliar as condições médias em cada mês do ano. Na Figura 5.2 é apresentado o ciclo anual das estações selecionadas em ano hidrológico, de setembro a agosto. Em geral, para toda a bacia, o regime de vazão mostra um ciclo anual unimodal, com valores máximos nos meses de dezembro a março, e valores mínimos nos meses de junho a novembro. Observa-se que as séries características das regiões do Alto e Médio São Francisco apresentam o pico de vazão nos meses de dezembro e janeiro, enquanto que nas séries características das regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco o pico de vazão é observado no mês de fevereiro.

Em termos da magnitude, durante os meses de seca, diferentes condições são observadas na bacia. Na região do Alto São Francisco, os valores mínimos observados durante o ano são muito baixos nos meses de seca, variando ao redor de $1 \text{ m}^3/\text{s}$; já nos meses mais úmidos, pode variar ao redor de $14 \text{ m}^3/\text{s}$. Na região do Médio São Francisco, as vazões observadas no ano são maiores, variando em um intervalo de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ a $40 \text{ m}^3/\text{s}$. Para as regiões mais baixas da bacia, a magnitude e sazonalidade da vazão é muito parecida devido ao efeito regulador da usina hidrelétrica de Sobradinho. Observa-se que as vazões mínimas durante o ano variam ao redor de $1800 \text{ m}^3/\text{s}$, e as vazões máximas ao redor de $2900 \text{ m}^3/\text{s}$.

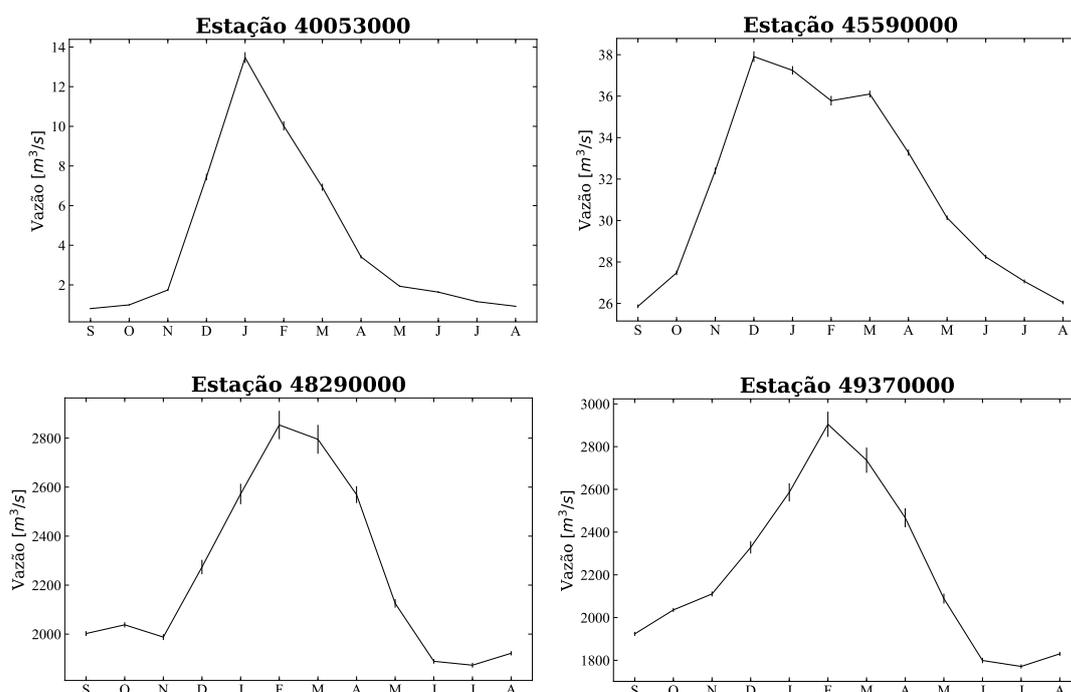


Figura 5.2 – Variação sazonal da vazão na bacia do rio São Francisco.

Em relação ao regime de vazão máxima anual, a Figura 5.3 mostra as séries de vazão máxima anual, obtidas a partir de dados de vazão diária nas estações selecionadas para representar as sub-regiões da bacia do rio São Francisco. Análogo ao comportamento do regime mensal, as séries de máximos anuais das estações representativas das regiões Sub-médio e Baixo São Francisco apresentam um comportamento semelhante, uma vez que são reguladas pela operação da usina hidrelétrica de Sobradinho. Já na região do Alto São Francisco, o comportamento da série de máximos é mais variável, mostrando o maior pico do período de registro no ano de 1992. No caso da região do Médio São Francisco, o comportamento da série é menos variável em termos da magnitude, porém, no período de 1990 a 1992 observou-se um aumento significativo da vazão máxima em comparação com os outros anos. Adicionalmente, visualmente pode ser observada uma leve tendência decrescente na série.

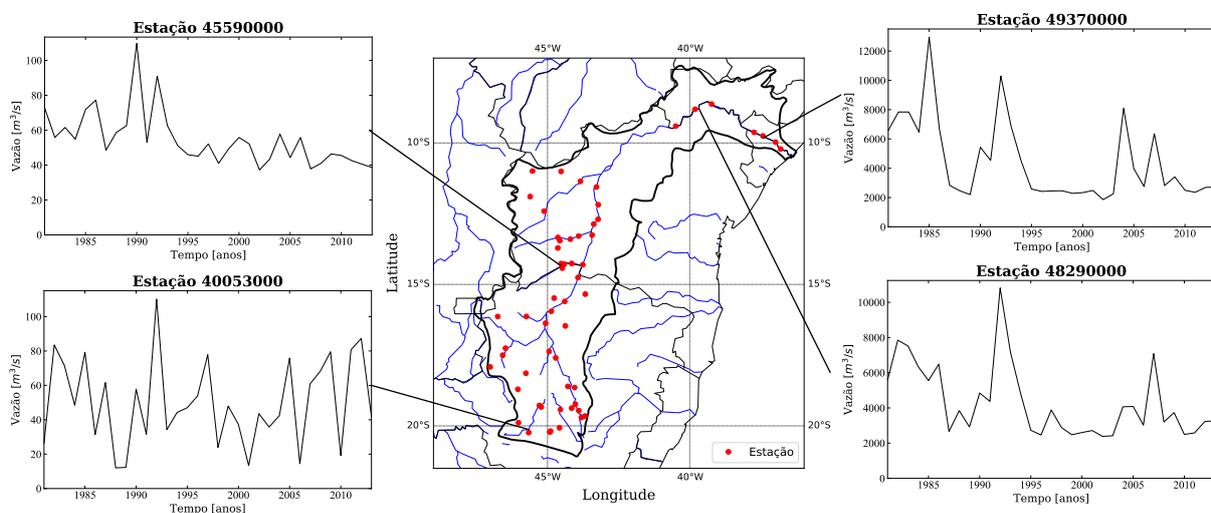


Figura 5.3 – Séries de vazão máxima anual das estações selecionadas para as sub-regiões da bacia do rio São Francisco.

5.1.2 - Análise de persistências

A análise de persistência permite quantificar a memória do regime de vazão da bacia em termos do coeficiente de correlação. Na Figura 5.4 é apresentada a autocorrelação das séries padronizadas de vazão mensal, representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco. É possível observar que para as regiões do Médio, Sub-médio e Baixo São Francisco as séries apresentam coeficientes de correlação positivas e significantes maiores a 0.4 por até 10 meses, com um decaimento mais lento da função de autocorrelação. Já no caso da região do Alto São Francisco, o decaimento da função de autocorrelação é mais rápido em comparação com as outras regiões, mostrando correlações positivas significativas até 5 meses. Esse comportamento pode ser explicado pela variabilidade natural da vazão nessa região, considerando que correspondem a rios de montanha com áreas de afluência menores.

Esse padrão de comportamento das persistências das séries é de maior importância na região do Médio São Francisco quando é considerada a área de extensão dessa região dentro da bacia, já que em caso de análises mais profundas de quantificação e previsão de vazão nessa região, a persistência poderia ser usada como um bom indicador a levar em conta na modelagem. Em relação as séries representativas das regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco, mesmo quando os valores do coeficiente de correlação são altos e persistentes, a análise perde relevância ao considerar a regulação das vazões nessas regiões.

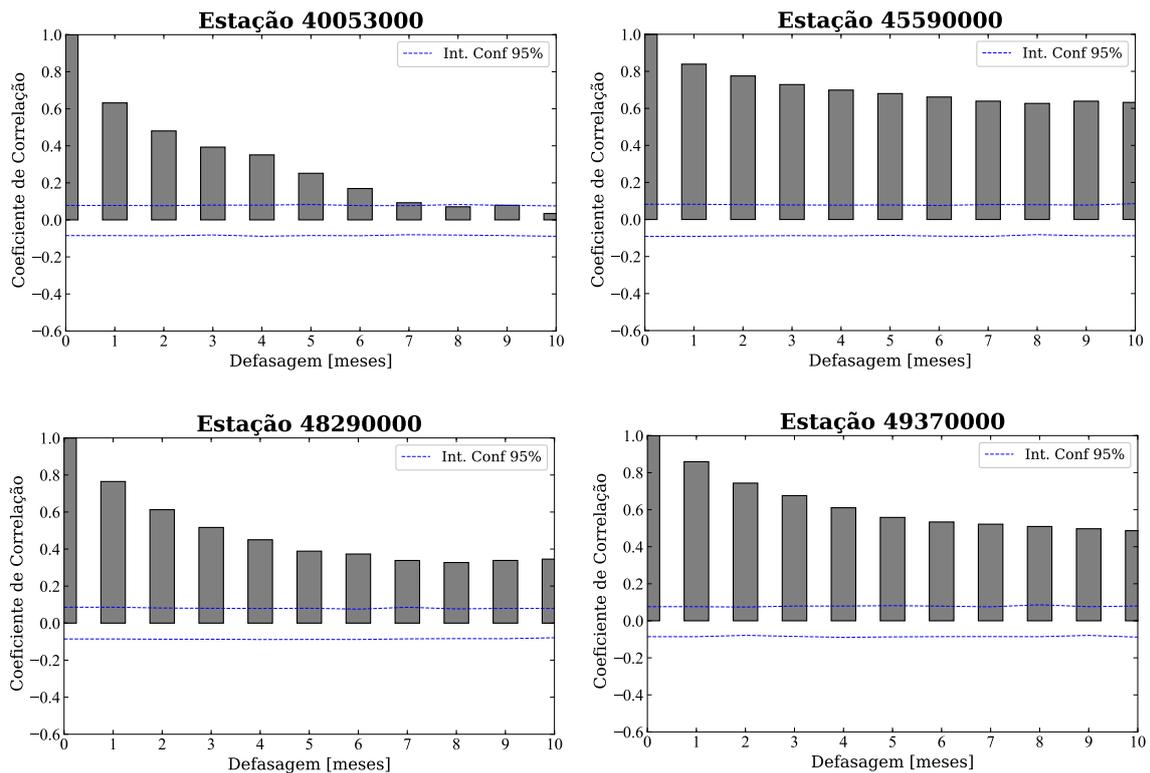


Figura 5.4 – Autocorrelação das séries de vazão mensal representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco.

Analogamente, na Figura 5.5 é apresentada a função de autocorrelação das séries de vazão máxima anual. Observa-se que para a série da região do Alto São Francisco o comportamento da autocorrelação é muito variável e não significativa, indicando que a série de máximos não tem persistência. Já no caso da série representativa do Médio São Francisco, a série de vazão máxima apresenta valores de correlação positivos e significantes, maiores a 0.4 para vários anos de defasagem, indicando que para o regime de vazão máxima, similar ao regime mensal, a estação conta com uma boa persistência. No caso das regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco, os valores da autocorrelação são positivos e significantes até dois anos de defasagem.

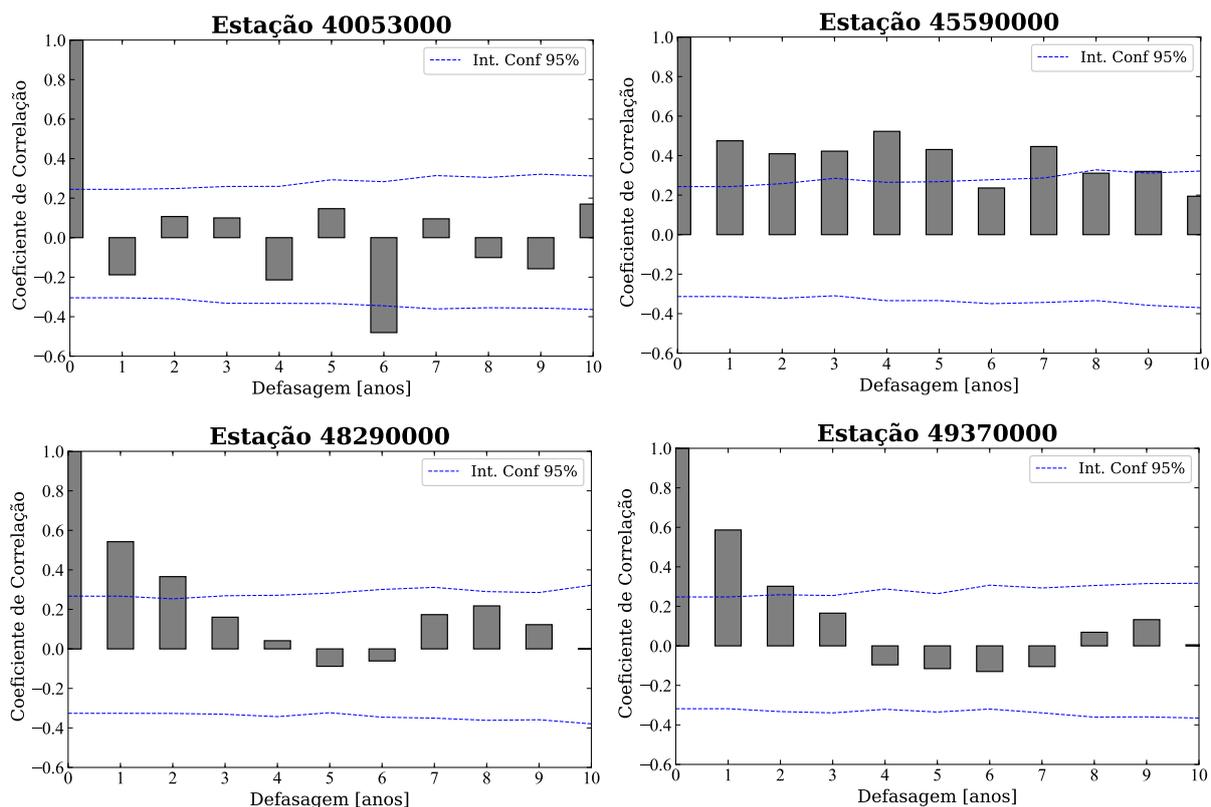


Figura 5.5 – Autocorrelação das séries de vazão máxima anual representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco.

5.1.3 - Análise espectral

Visando a conhecer mais a profundidade a variabilidade temporal do regime de vazão mensal da bacia do rio São Francisco, é usada a técnica de Ondas para analisar as frequências dominantes da vazão e os períodos de ocorrência. Na Figura 5.6 é mostrado o espectro de potência das anomalias das séries de vazão mensais representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco. Em geral, observa-se que para todas as séries foram observadas frequências significativas nas bandas espectrais baixas, de 4 a 8 meses, que não são constantes ao longo do período de registro da série. Observa-se também que nos anos em que se apresentam as frequências maiores, a série de anomalias mostra um incremento positivo da anomalia.

Para a região do Alto São Francisco, o espectro de potências mostra diversas frequências significativas em diferentes bandas espectrais ao longo do período de registro. Para ser ressaltada, observa-se uma frequência significativa no período de 16 meses, de 1983 a 1987 aproximadamente. Durante o período de registro, algumas frequências significativas são observadas esporadicamente na banda espectral de 2 a 8 meses. Ao comparar com a série de anomalias da vazão, observa-se que as anomalias positivas máximas correspondem a aqueles períodos nos que são observadas as frequências maiores, sendo máxima (até 5 vezes o valor

médio) no período de 1980 a 1984, no qual convergem frequências nas bandas de 4 a 8 meses, 16 meses e 64 a 128 meses (dentro do cone de influência).

Em relação à série representativa da região do Médio São Francisco, visualmente a série de anomalias mostra uma tendência decrescente no período de 1980 a 1995 aproximadamente. Nesse mesmo período, o espectro de potência mostra frequências significativas na banda de 2 a 8 meses. No resto de tempo de registro da série não são observadas outras frequências significativas que influenciam a variabilidade da série.

Para as séries representativas das regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco, o comportamento observado é semelhante. Observa-se frequências que ficam por fora do cone de influência na banda espectral de 128 meses (10 anos aproximadamente) no período de 1980 a 1995 na primeira série, e de 1985 a 1991 na segunda série. Adicionalmente, observa-se frequências nas bandas espectrais de 4 a 8 meses para ambas as séries no período de 1980 a 1985 e de 1992 a 1995 aproximadamente.

Com relação ao regime de vazão máxima anual, na Figura 5.7 são apresentados os espectros de potências das séries de vazão máximas padronizada, representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco. Em geral, o espectro de potência do regime de vazão máxima mostra poucos resultados significantes, especialmente para a série representativa da região do Alto São Francisco. Isto devido ao ruído gerado pelo comprimento da série, que ao ser reduzida à análise de um valor por ano, gera séries de 33 valores (muito curtas) que não conseguem captar adequadamente a variabilidade do regime da vazão máxima.

Para as séries das regiões do Médio, Sub-médio e Baixo São Francisco é observado um comportamento semelhante, que corresponde à associação de frequências significantes na banda espectral de 2 a 4 anos à ocorrência de anomalias positivas da vazão máxima, isto é, vazões máximas maiores quando comparadas com o resto do registro. Analogamente, observa-se também que as frequências significantes observadas na banda espectral de 8 anos está associada a anomalias negativas da vazão máxima, isto é, valores de vazão máxima menores quando comparados com o resto do registro.

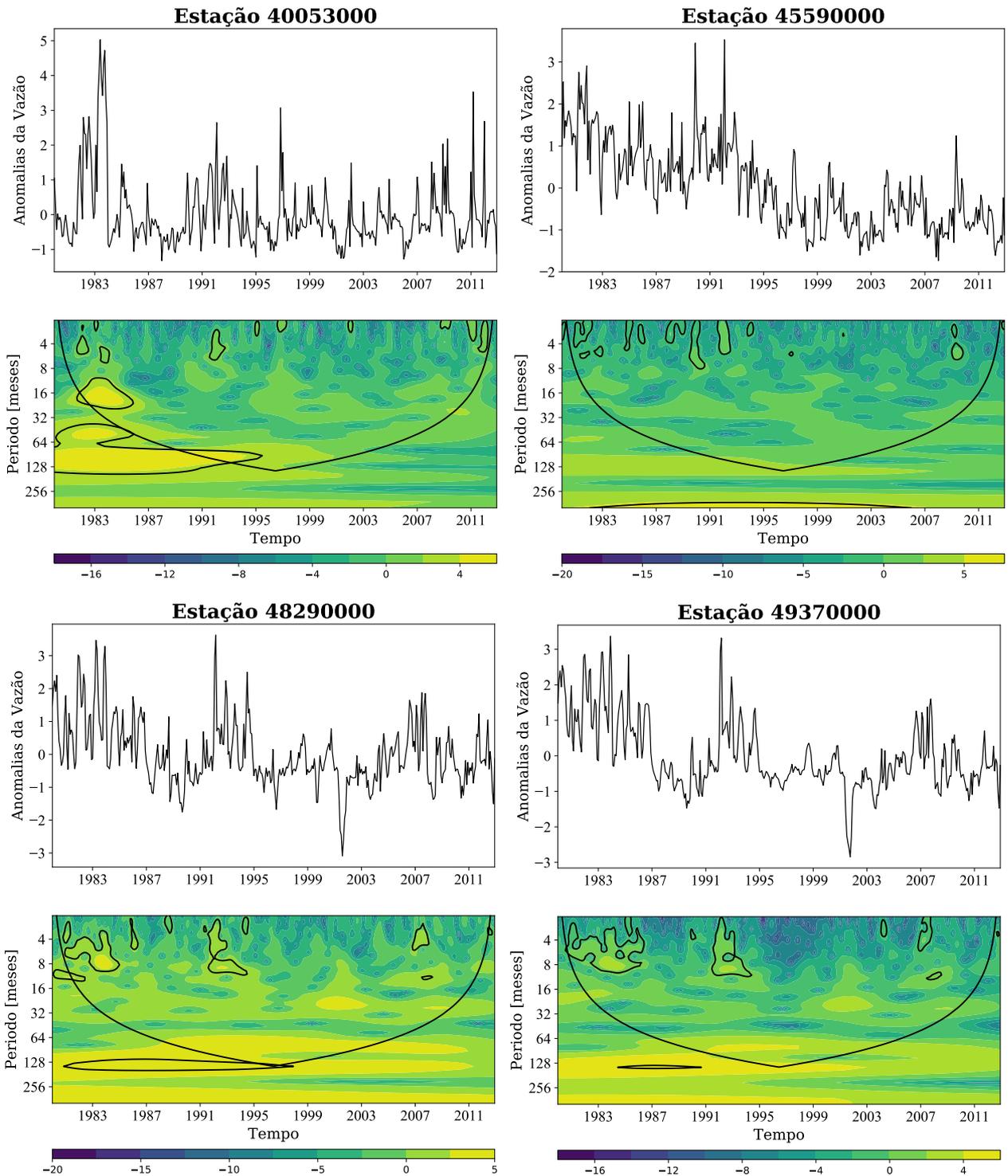


Figura 5.6 – Espectro de potências das séries de vazão representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco.

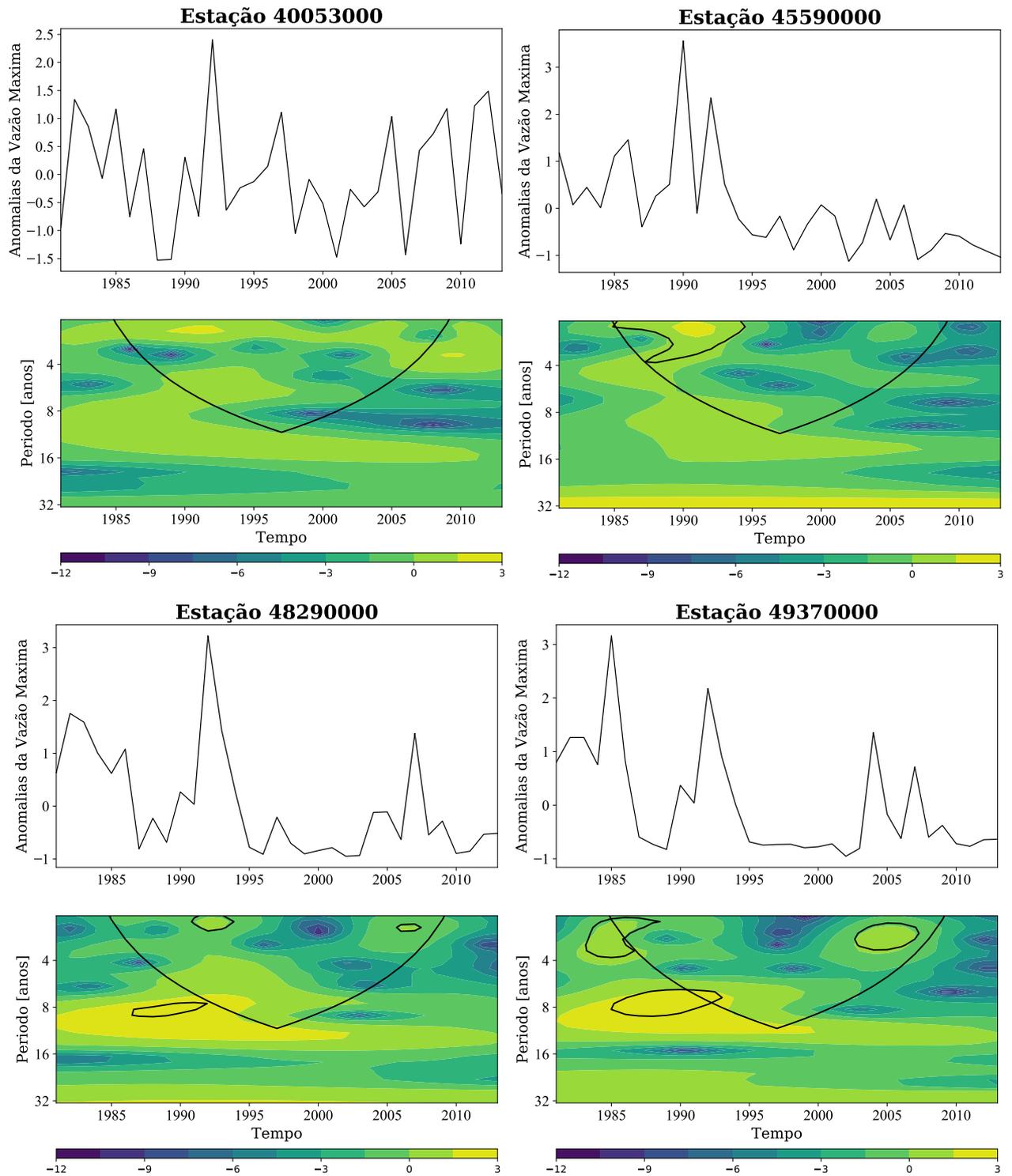


Figura 5.7 – Espectro de potências das séries de vazão máximas anuais representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco.

5.2 - VARIABILIDADE ESPACIAL DA VAZÃO

Da análise das Funções Ortogonais Empíricas (EOF) podem ser obtidos tantos valores e vetores próprios como o comprimento dos registros da variável analisada; porém, não todos os valores representam uma parte importante da variabilidade do regime de vazão e portanto, é importante selecionar só aqueles que podem explicar uma porcentagem relevante da variância total das séries. Na Figura 5.8 são mostradas as porcentagens da variância explicada pelas primeiras 10 componentes principais, calculadas a partir da análise das EOFs para o campo de vazão mensal padronizada da bacia do rio São Francisco.

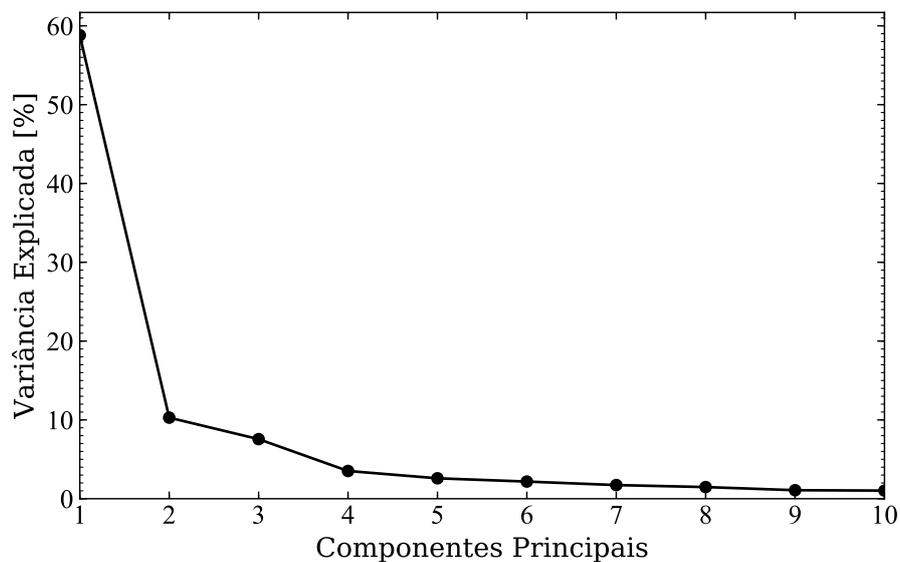


Figura 5.8 – Porcentagem da Variância Explicada pelas componentes principais.

Na Figura 5.8 observa-se que as duas primeiras componentes principais explicam a maior parte da variância total da vazão, uma vez que a primeira componente explica 58.8% da variância, e a segunda componente explica 10.2%, para um total de 69%. Já para o resto de componentes, a porcentagem explicada diminui consideravelmente, alcançando valores menores a 5%, com uma tendência a diminuir a menos de 2% depois da quinta componente. Levando em conta isso, só as duas primeiras componentes são selecionadas para as análises posteriores.

As Figuras 5.9 e 5.10 mostram o padrão espacial de variabilidade da vazão (EOFs) e a evolução temporal das duas primeiras componentes principais respectivamente. Na Figura 5.9, a primeira EOF apresenta um padrão similar a um dipolo, com sinais diferentes na região norte e sul da bacia, ressaltando a região oeste da bacia. Esse padrão de oscilação poderia indicar que as regiões do Alto e Médio São Francisco apresentam modos de oscilação similares, que ao mesmo tempo, diferem do padrão de oscilação observado na região do Sub-médio e Baixo São Francisco. Já no caso da segunda EOF, observa-se que o padrão de oscilação mostra o mesmo sinal ao longo da bacia, ressaltando a região oeste da bacia.

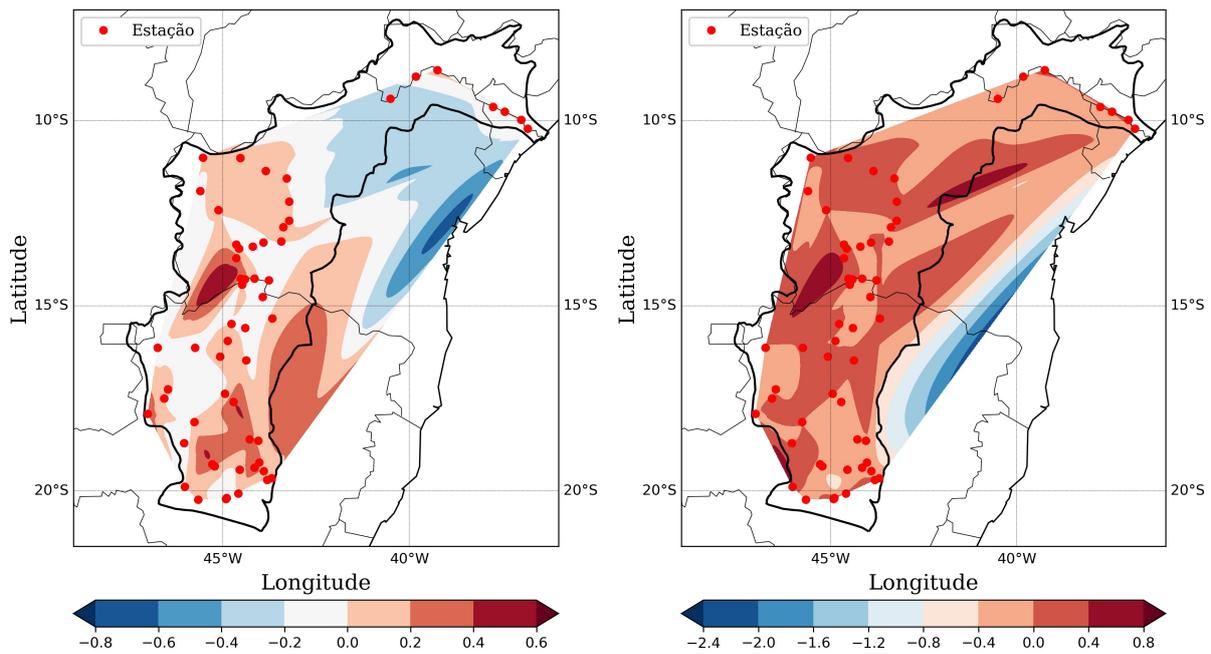


Figura 5.9 – Modos de oscilação na bacia do rio São Francisco associados à primeira CP (esquerda) e segunda CP (direita).

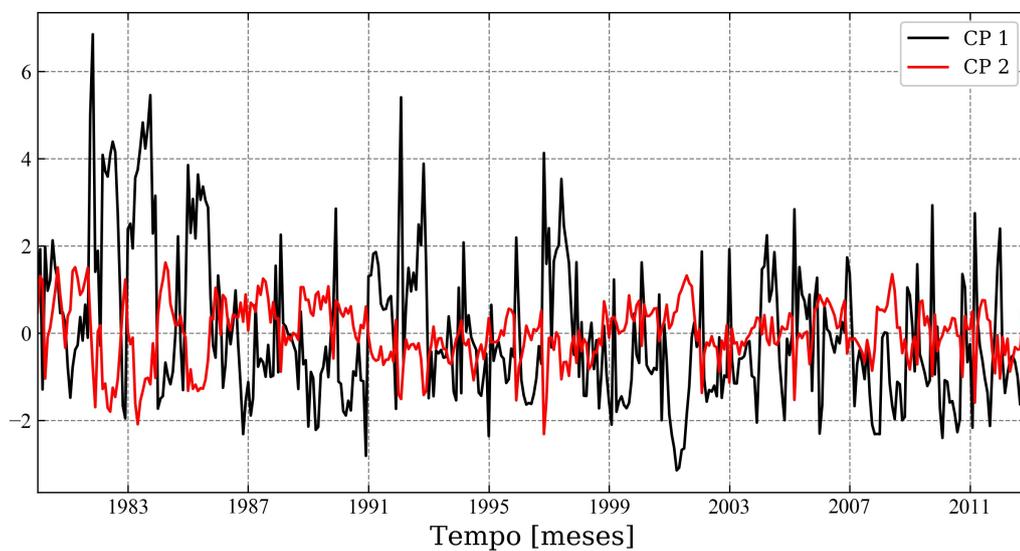


Figura 5.10 – Evolução temporal das Componentes Principais.

5.3 - ANÁLISE DA DISTRIBUIÇÃO EMPÍRICA DO REGIME DE VAZÃO

5.3.1 - Regime de vazão mensal

Na Figura 5.11 são mostradas as distribuições empíricas das séries de vazão mensal representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco. Observa-se que para todas as séries, as distribuições mostram um comportamento assimétrico positivo, com a maioria dos dados concentrados no lado esquerdo da distribuição, o que indica uma maior probabilidade da vazão de atingir os valores mais baixos do regime. Observa-se também que esse comportamento pode ser influenciado pela quantidade de dados espúrios da distribuição, que podem ser claramente observados nas séries das regiões do Alto, Sub-médio e Baixo São Francisco.

No caso da região do médio São Francisco, mesmo tendo um comportamento assimétrico positivo, a série mostra uma amplitude da distribuição maior, variando em um intervalo entre $20 \text{ m}^3/\text{s}$ e $50 \text{ m}^3/\text{s}$ aproximadamente. Analogamente, a CDF desta série mostra um crescimento mais lento em comparação com as observadas nas outras regiões, indicando que a maioria dos dados da série estão concentrados em um intervalo maior.

5.3.2 - Regime de vazão máxima anual

Na Figura 5.12 são mostradas as distribuições empíricas das séries de vazão máxima anual representativas das sub-regiões da bacia do rio São Francisco. Observa-se um comportamento da PDF muito mais variável em comparação com o regime mensal, o que é de esperar considerando o comprimento da série de dados. As distribuições mostram uma tendência a ter assimetria positiva, sendo o valor médio maior ao valor da mediana, especialmente para a estação representativa da região do Baixo São Francisco (49290000). Porém, o comportamento das séries mostra-se muito variável e disperso, particularmente no caso da estação representativa da região do Alto São Francisco (40053000).

Em comparação com o regime mensal, observa-se que a faixa de variação da vazão máxima da estação da região do Alto São Francisco (entre 20 e $100 \text{ m}^3/\text{s}$ aproximadamente) corresponde a menos do 10% de probabilidade do regime de vazão mensal atingir esse intervalo. Já para o caso da estação do Médio São Francisco, considerando uma maior dispersão dessa série em relação às outras analisadas, observa-se que o intervalo de variação da vazão máxima (entre 40 e $10 \text{ m}^3/\text{s}$ aproximadamente) corresponde a uma probabilidade de excedência do regime de vazão mensal de aproximadamente 12%. No entanto, para as regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco o regime de vazão máxima varia similarmente ao regime mensal devido ao efeito da regulação do reservatório de Sobradinho.

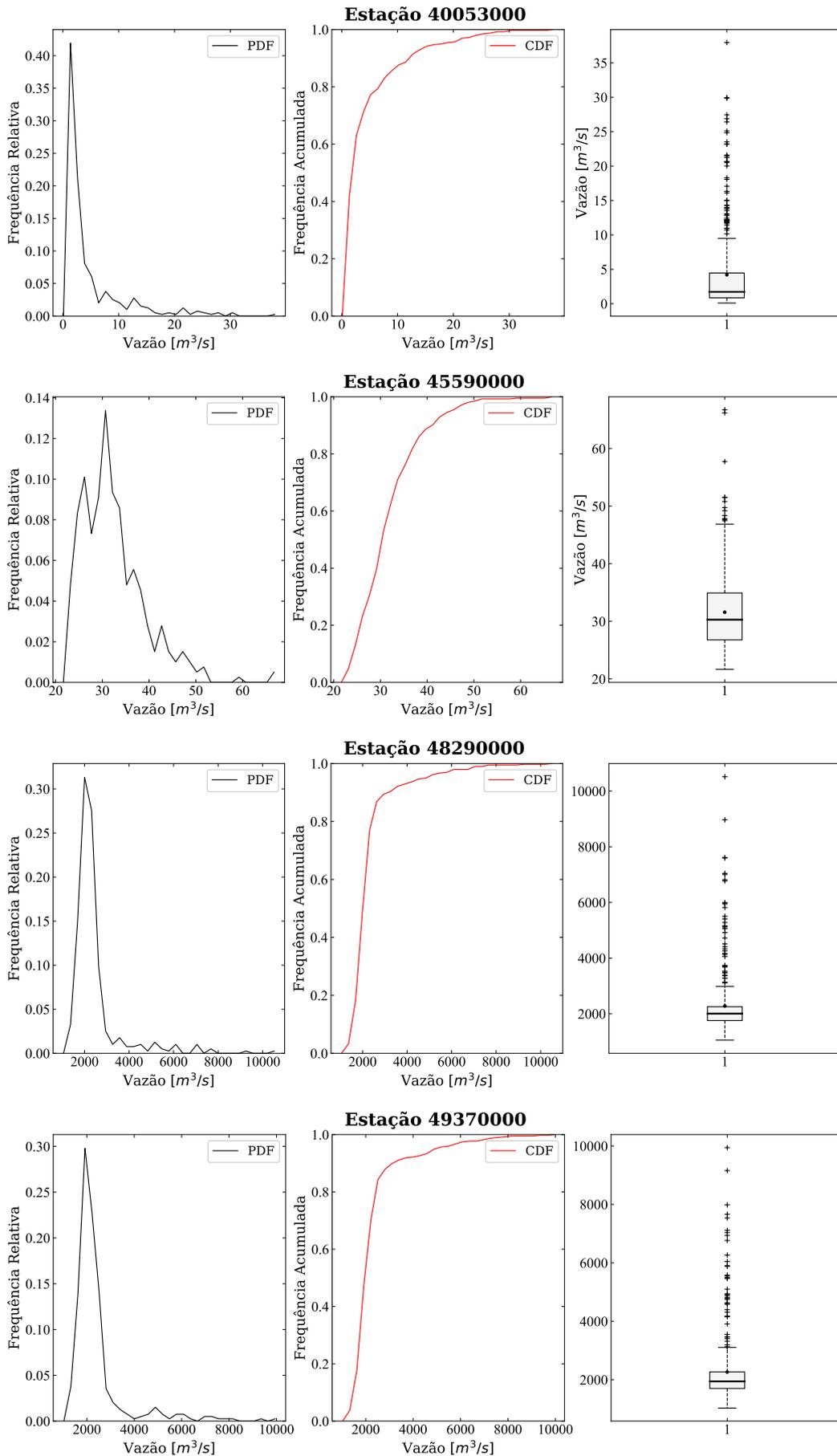


Figura 5.11 – Distribuição de probabilidade empírica das séries de vazão mensal.

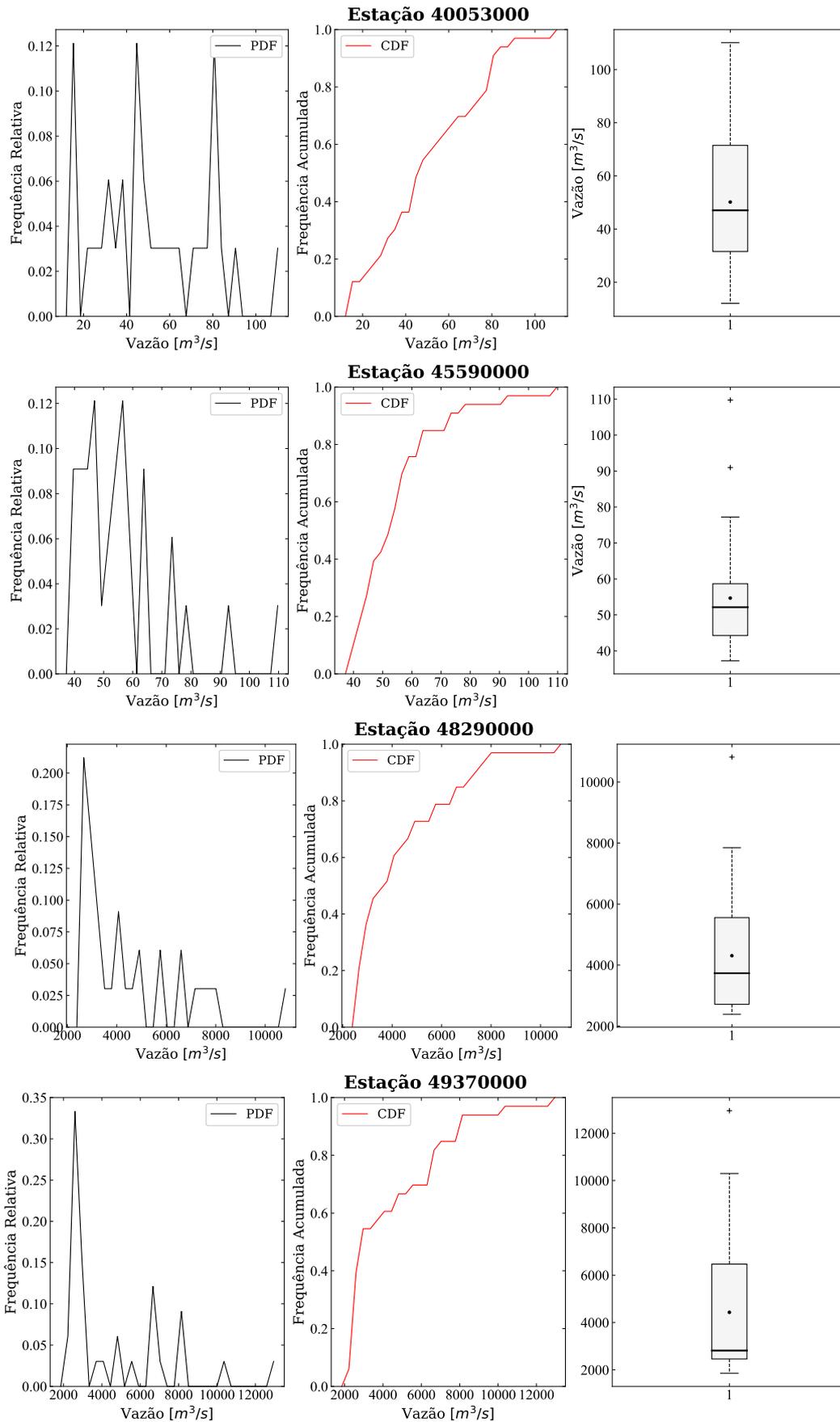


Figura 5.12 – Distribuição de probabilidade empírica das séries de vazão máxima anual.

5.4 - ASSOCIAÇÃO COM FENÔMENOS MACROCLIMÁTICOS

O comportamento do regime de vazão na bacia do rio São Francisco responde à variação de diferentes variáveis hidrológicas conectadas através do ciclo anual, entre elas, a precipitação, que ao mesmo tempo responde à variabilidade de diferentes fenômenos macroclimáticos. Nesta seção é analisada a influência de algumas variáveis atmosféricas sobre o regime de vazão mensal a partir da identificação de relações de associação. Para isso, foi calculado o coeficiente de correlação entre as duas primeiras componentes principais (só é mostrado o resultado para a primeira componente) calculadas para o regime de vazão na bacia, e algumas variáveis atmosféricas, características dos principais fenômenos acoplados oceano-atmosfera que influenciam o regime de precipitação, e consequentemente de vazão na bacia do rio São Francisco.

Na Figura 5.13 é mostrada a correlação entre a TSM na região ATN (Ver Figura 4.5) e a CP1 da vazão para diferentes meses de defasagem. Observa-se que nesta região, a influência das variações da TSM na CP1 são mínimas, pelo que os valores de correlação obtidos são baixos e não significativos. Para 0 e 1 mês de defasagem, a correlação tende a ser positiva, enquanto que para mais de 2 meses de defasagem, os valores da correlação tende a ser negativa, intensificando-se em sentido do equador.

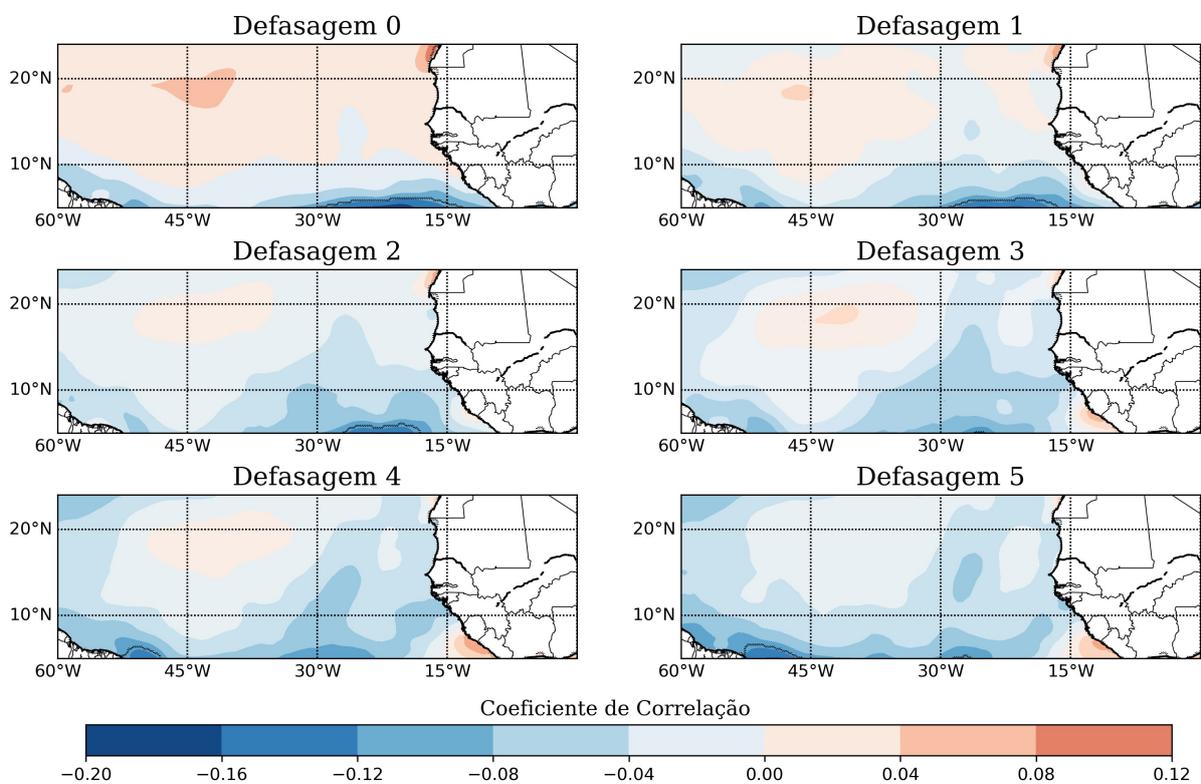


Figura 5.13 – Correlação entre a TSM na região ATN e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.

A Figura 5.14, por outro lado, mostra a correlação entre a TSM na região ATS e a CP1 da vazão para defasagem de 0 a 5 meses. Observa-se que algumas regiões do oceano Atlântico sul mostram uma correlação negativa significativa (área entre os contornos), que é máxima para 0 meses de defasagem e diminui conforme aumenta a defasagem. A área com maiores valores de correlação (até -0.25) estende-se na região mais próxima do equador e a região do litoral Brasileiro, abarcando desde a região do nordeste até a região sudeste. Esse padrão de comportamento indica que as variações na TSM da região ATS poderiam influenciar inversamente a variabilidade do regime de vazão na bacia do rio São Francisco, isto é, um aumento da TSM poderia estar relacionado com a diminuição da vazão na área de estudo e vice-versa.

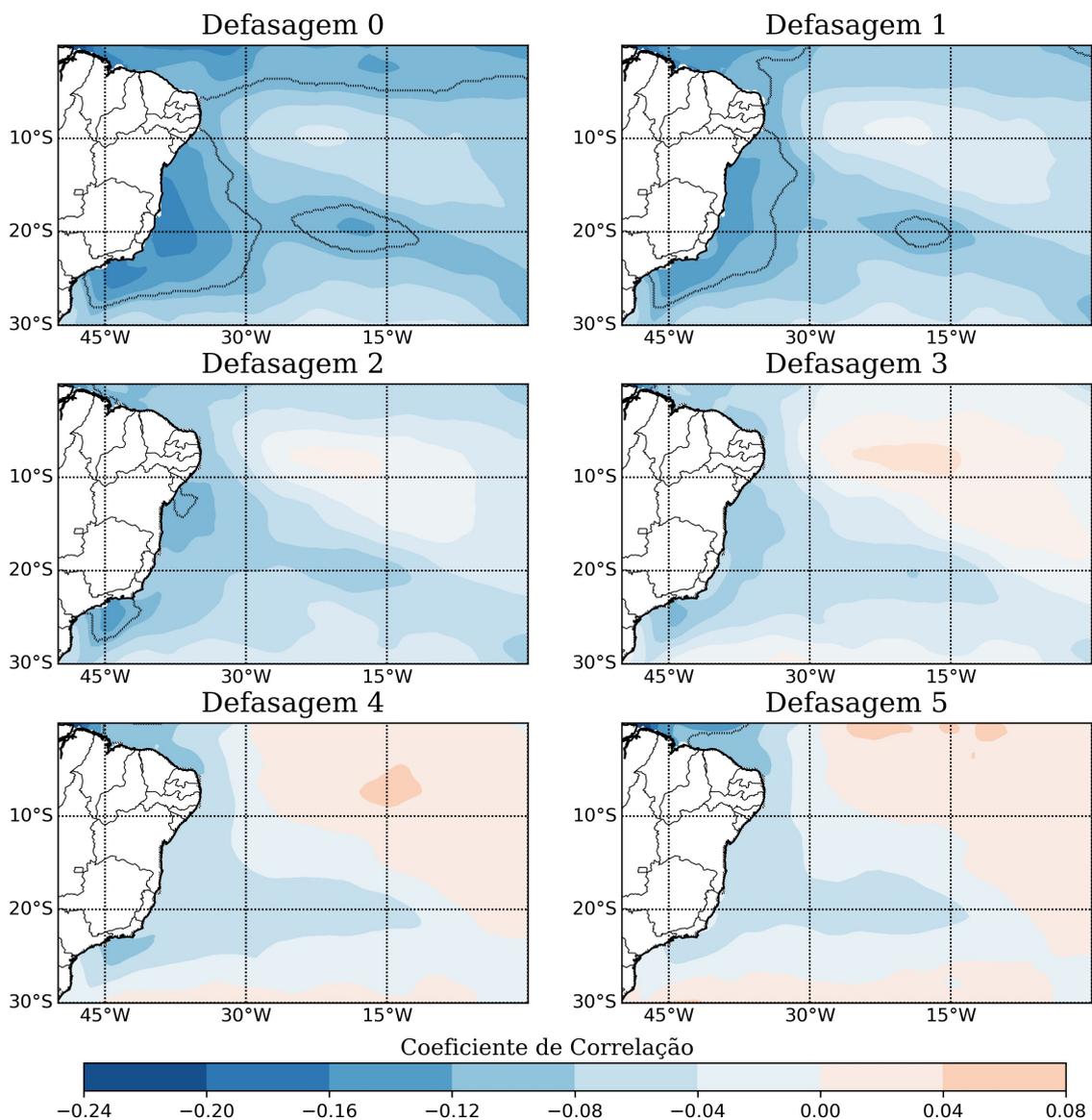


Figura 5.14 – Correlação entre a TSM na região ATS e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.

Na Figura 5.15 é apresentada a correlação entre a pressão ao nível do mar na região ATS e a CP1 da vazão para diferentes defasagens. Em geral, observa-se valores de correlação muito baixos e não significativos. Para defasagens de 0 e 1 mês, a correlação é positiva, sendo maior e significativa nas áreas próximas ao equador. Conforme aumenta a defasagem, o coeficiente de correlação se torna negativo, sendo maior para defasagem de 4 e 5 meses. Para esses casos, uma pequena área de correlações negativas significativas é observada próxima ao litoral sul do Brasil, porém, os valores de correlação não alcançam o valor de -0.2

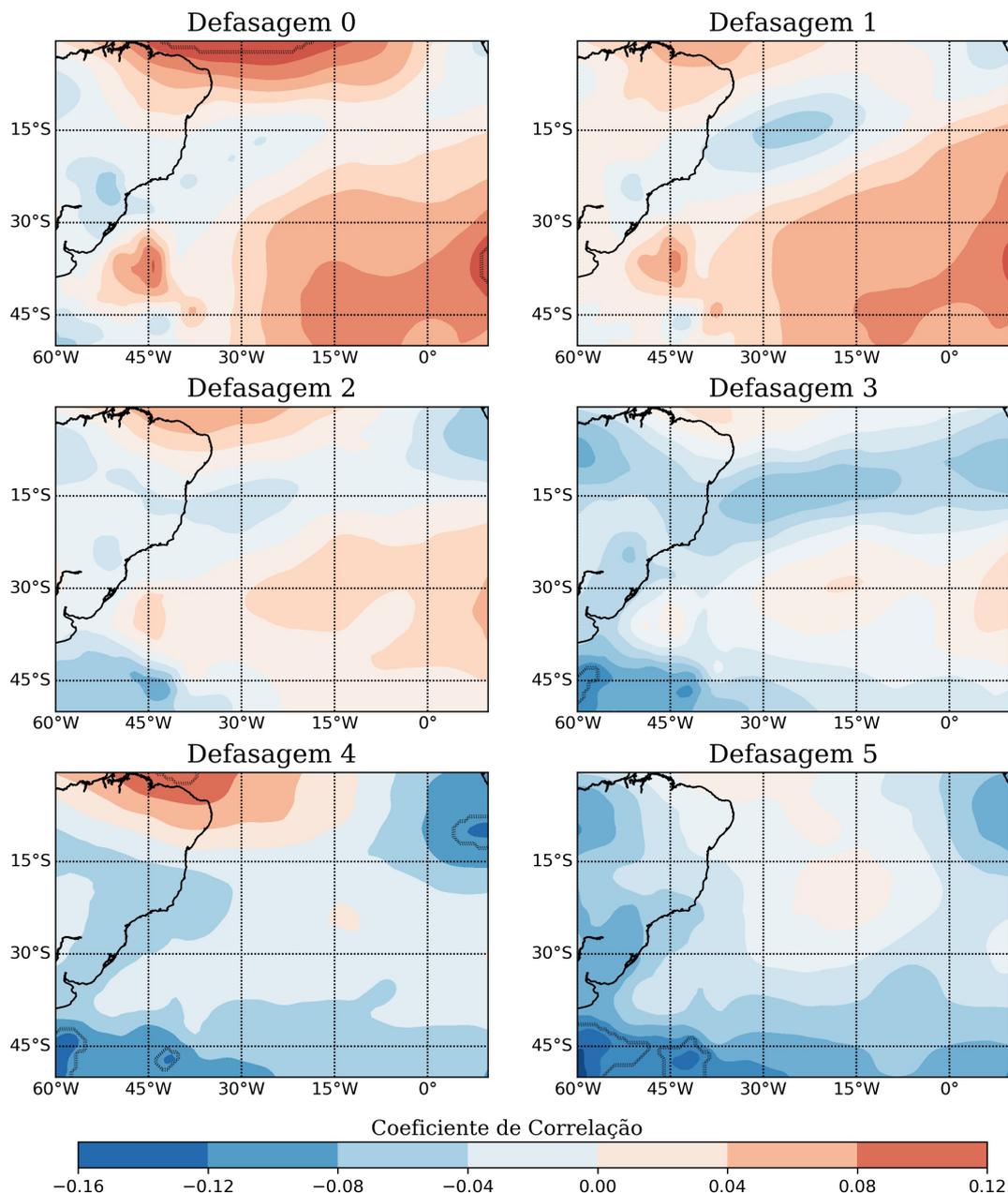


Figura 5.15 – Correlação entre a pressão média no nível do mar na região ATS e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.

Na Figura 5.16 é mostrada a correlação entre o campo de velocidade do vento a 850 hPa e

a CP1 da vazão para defasagem de 0 a 5 meses. Observa-se um comportamento interessante da correlação, sendo máxima e significativa para 0 defasagem e diminuindo gradualmente conforme aumenta a defasagem. No entanto, na área analisada, dois padrões de correlação são observados. Na região mais próxima do equador, a correlação é positiva e alcança valores maiores a 0.3, indicando que naquela área, o aumento da velocidade do vento de baixo nível pode influenciar um aumento da vazão naquela área. Analogamente, na região central do Brasil, correlações negativas significativas são observadas, alcançando valores de até -0.3, indicando que nessa área, uma diminuição da velocidade do vento pode influenciar um aumento no regime de vazão.

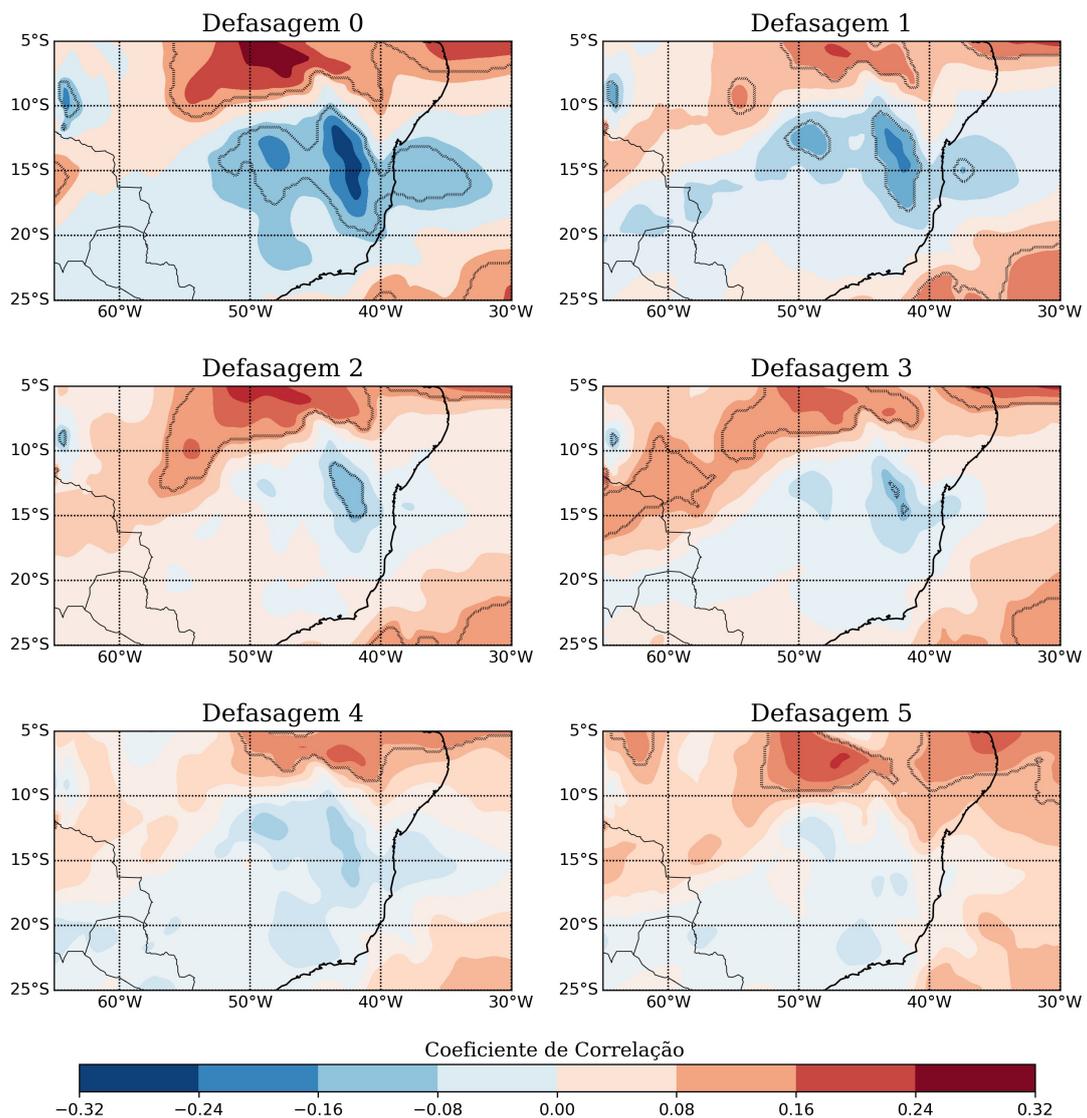


Figura 5.16 – Correlação entre a velocidade do vento a 850 hPa e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.

Por outro lado, a Figura 5.17 mostra a correlação entre o campo de velocidade do vento a 200 hPa e a CP1 da vazão na bacia do rio São Francisco. Observa-se que para todos os meses de

defasagem analisados, a correlação é positiva, sendo maior para defasagem de 0 meses, alcançando valores até 0.23. Para defasagem de 0, 1 e 2 meses, a correlação mostra-se significativa em grande parte do território Brasileiro, sendo máxima nas regiões do litoral Sudeste. Esse comportamento indicaria que os aumentos na velocidade do vento nos altos níveis atmosféricos induziriam a um aumento da vazão na bacia do rio São Francisco.

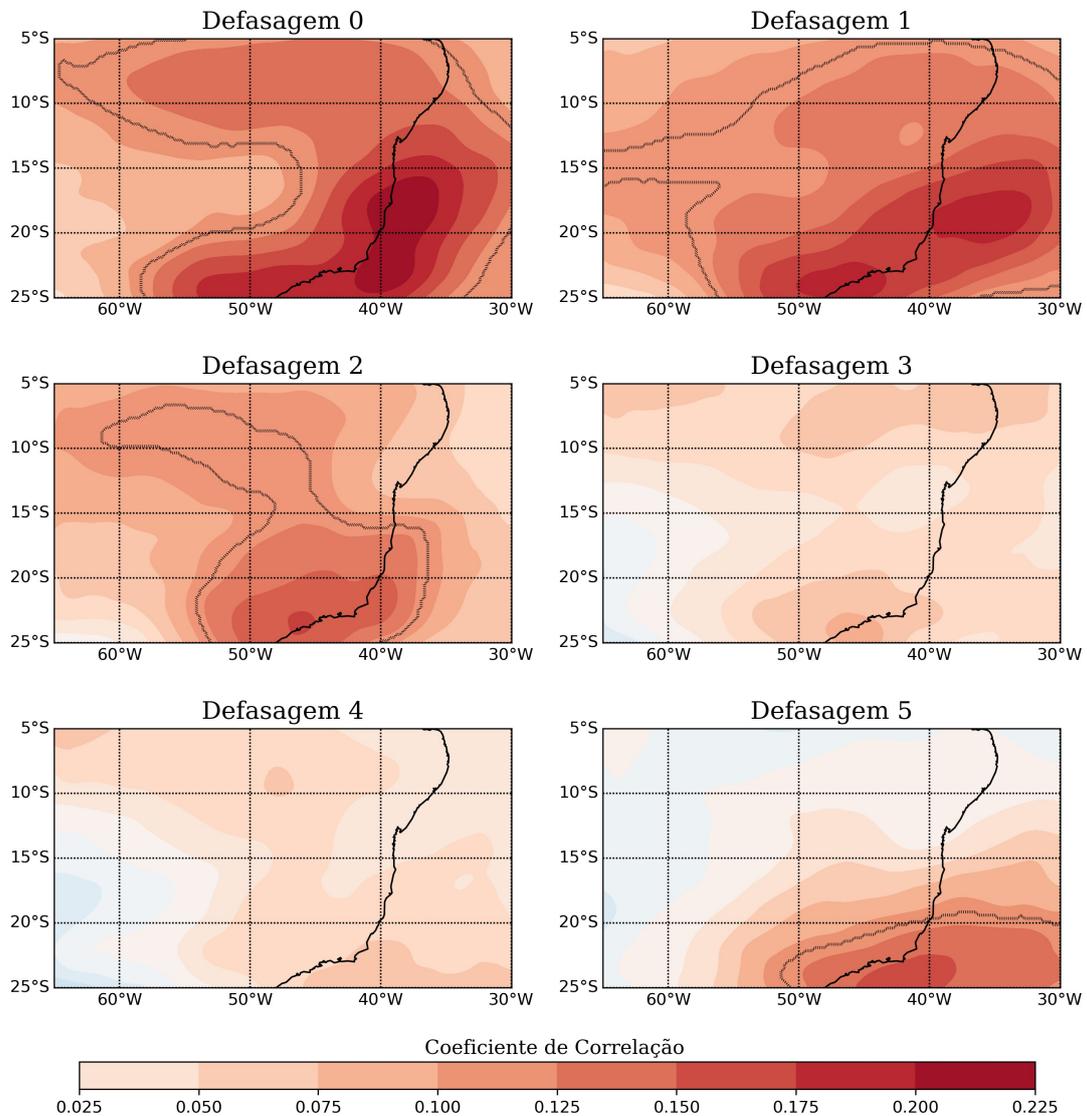


Figura 5.17 – Correlação entre a velocidade do vento a 200 hPa e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.

A Figura 5.18 mostra a correlação entre a temperatura superficial sobre o continente e a CP1 do regime de vazão mensal da bacia do rio São Francisco, para defasagem de 0 a 5 meses. Observa-se que para todos os meses de defasagem, a correlação é negativa e significativa nas áreas do Centro e Sudeste do Brasil, sendo máxima para a defasagem de 0 meses, alcançando valores de até -0.4. Conforme aumenta a defasagem, a correlação perde intensidade. Esse comportamento indica que as diminuições da temperatura superficial poderiam influenciar o aumento da vazão.

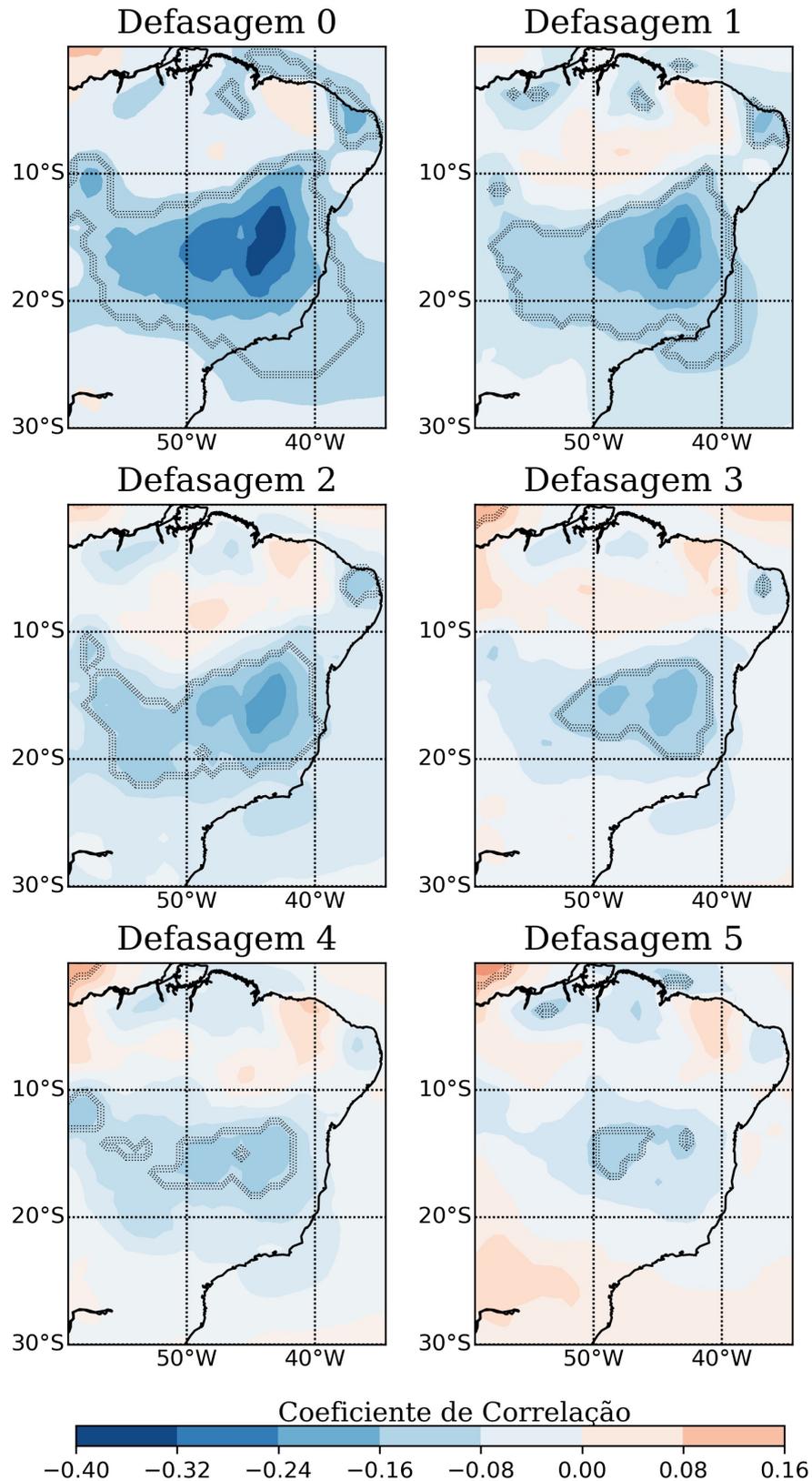


Figura 5.18 – Correlação entre a temperatura superficial no continente e a CP1. As áreas entre os contornos indicam correlações que superam o nível de significância de 95%.

6 - VARIABILIDADE DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO HISTÓRICO

6.1 - VARIABILIDADE SAZONAL DAS VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS

A sazonalidade das variáveis atmosféricas usadas para calcular os índices climáticos é apresentada nesta seção, com o propósito de analisar os padrões de variabilidade históricos e identificar possíveis teleconexões existentes entre as variáveis analisadas. Os dados usados foram obtidos do reanálise Era-Interim no período de 1980 a 2005, com resolução temporal mensal e resolução espacial de $0,75^\circ$.

As Figuras 6.1 e 6.2 mostram o ciclo anual da velocidade do vento nos baixos e altos níveis atmosféricos respectivamente (850 hPa e 200 hPa). Para ambos os níveis, observa-se um ciclo definido, com valores máximos de velocidade do vento observados no período de maio a setembro, porém em diferentes regiões do Brasil. Nos baixos níveis (Figura 6.1), a velocidade do vento varia entre 0 m/s e 12 m/s durante o ano. As maiores magnitudes são observadas na região do litoral sudeste do Brasil, especificamente nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, estendendo-se até o leste dos estados de Minas Gerais e São Paulo, e a área adjacente do oceano Atlântico. A maior intensidade da velocidade do vento é observada durante os meses de julho e agosto, e valores mínimos no mês de dezembro. Observa-se também que a região norte e nordeste do Brasil permanecem com velocidades de vento muito baixas durante o ano.

Já nos altos níveis (Figura 6.2), a região norte e nordeste do Brasil experimenta velocidades do vento mais intensas durante os meses de maio a setembro, com pico máximo no mês de julho. Como é de esperar, o intervalo de variabilidade da velocidade é maior, com valores mínimos de 4 m/s e valores máximos de mais de 36 m/s . Observa-se que nos meses nos que a velocidade do vento aumenta, o fenômeno é observado na área entre as latitudes $5^\circ S$ e $10^\circ S$, e as longitudes $60^\circ W$ e $30^\circ W$. Os valores mínimos de velocidade do vento em toda a região analisada são observados no período de janeiro a março. Vale a pena ressaltar que nas regiões sudeste e sudoeste do Brasil, área entre as latitudes $20^\circ S$ a $25^\circ S$ experimenta velocidades do vento nos altos níveis muito baixas durante o ano todo.

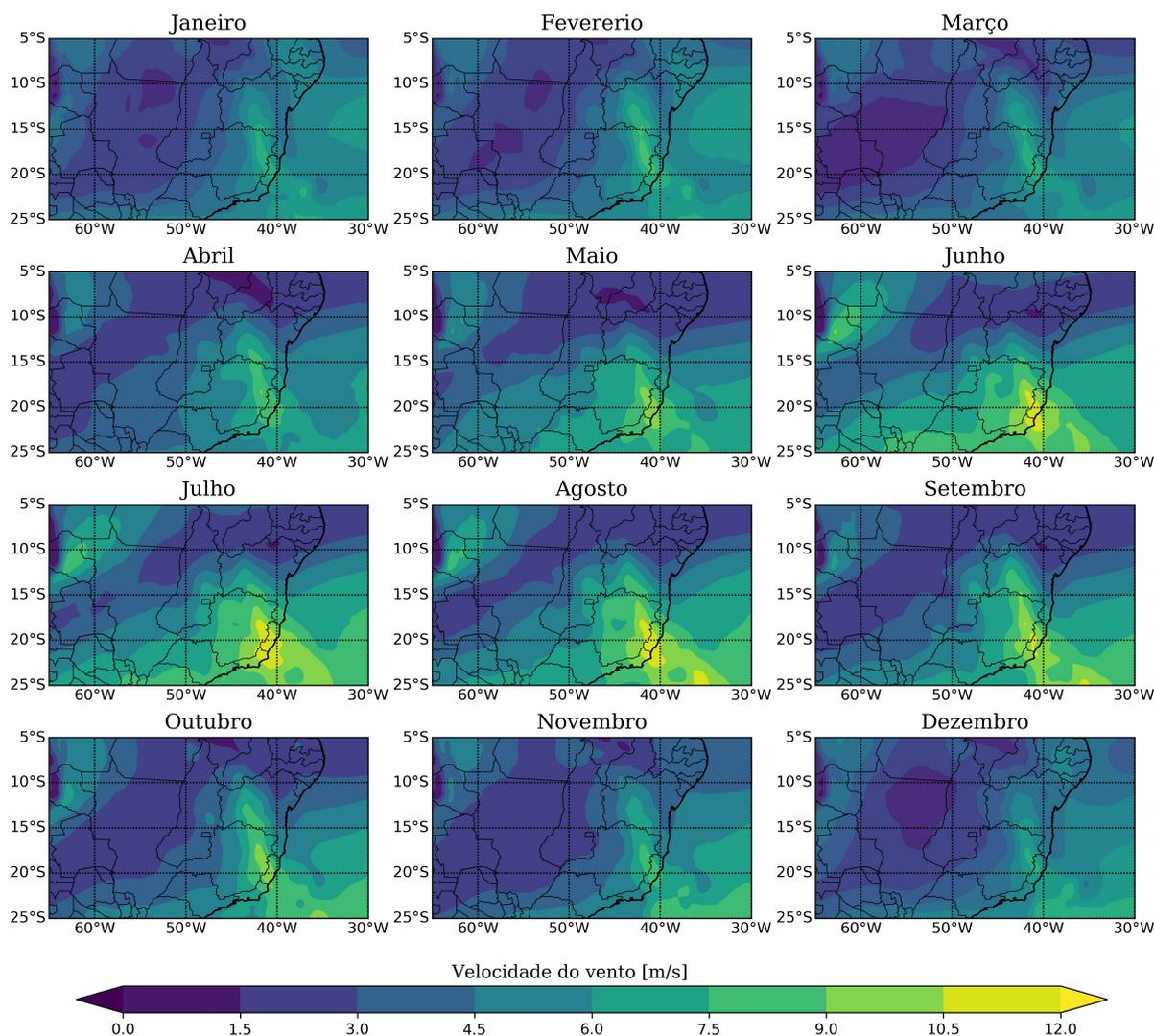


Figura 6.1 – Variação sazonal do campo de vento no nível de 850 hPa.

Na Figura 6.3 é mostrada a variabilidade sazonal da TSM na região norte do oceano Atlântico Tropical (ATN), entre as latitudes $5^{\circ}N$ a $25^{\circ}N$, e as longitudes $60^{\circ}W$ a 0° . O intervalo de variação da TSM ao longo do ano é entre $18^{\circ}C$ e $30^{\circ}C$ aproximadamente. Observa-se que a área mais próxima do equador permanece com temperaturas acima de $25^{\circ}C$ durante o ano todo, com valor pico máximo no período de agosto a novembro. Observa-se também que o aquecimento nesse período começa no mês de agosto perto da costa oeste, no litoral do continente da América do Sul. Já nos meses de setembro e outubro, a região mais quente começa a se propagar em sentido leste até alcançar a costa do continente Africano. No mês de novembro, a região com temperaturas mais elevadas fica contraída no litoral da Africa e começa a se dissipar no mês de dezembro. Já nos meses de janeiro a junho, observa-se que na região próxima do litoral do continente Africano experimenta um esfriamento da TSM, com temperaturas menores a $21^{\circ}C$, com valor pico mínimo nos meses de fevereiro e março.

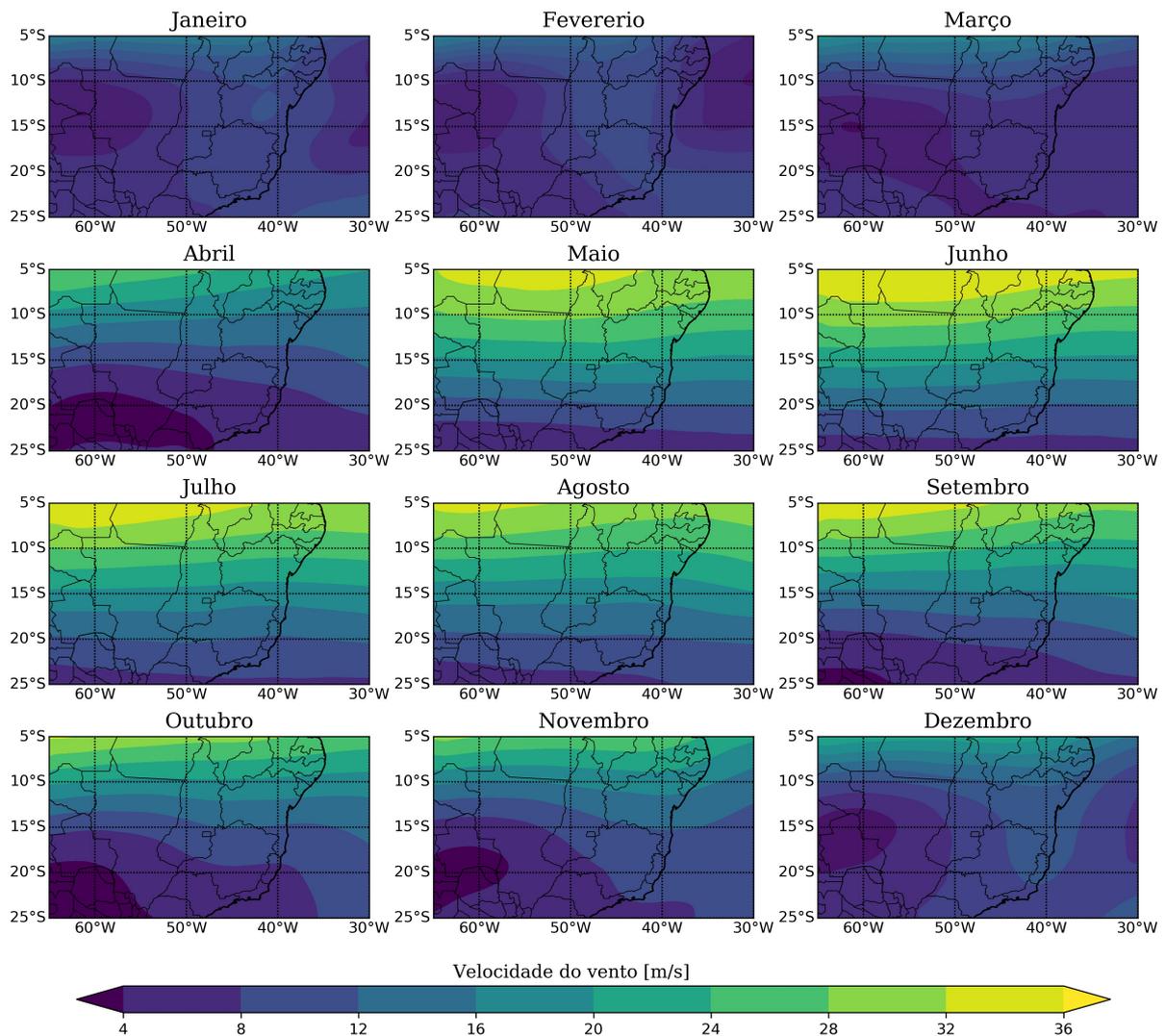


Figura 6.2 – Variação sazonal do campo de vento no nível de 200 hPa.

Já na Figura 6.4 é apresentada a variabilidade sazonal da TSM na região sul do oceano Atlântico Tropical (ATS), entre as latitudes 0° a $30^{\circ}S$, e as longitudes $50^{\circ}W$ a 0° . Nesta região a TSM varia entre $16^{\circ}C$ e $30^{\circ}C$ aproximadamente. Observa-se que as temperaturas mais elevadas (acima de $27^{\circ}C$) são observadas nos meses de fevereiro a maio na região próxima ao litoral do Norte e Nordeste Brasileiro e a região mais próxima ao equador. Nesse período, o aquecimento começa no litoral Americano e se propaga em sentido leste até o mês de maio. A partir do mês de junho, observa-se uma diminuição na temperatura e uma retração da onda em sentido oeste. Esse fenômeno é experimentado até o mês de dezembro e a TSM varia entre $24^{\circ}C$ e $27^{\circ}C$. Já as menores temperaturas são observadas no período entre o mês de julho e o mês de novembro na região mais próxima do polo, entre as latitudes $20^{\circ}S$ e $30^{\circ}S$, com temperaturas menores aos $21^{\circ}C$.

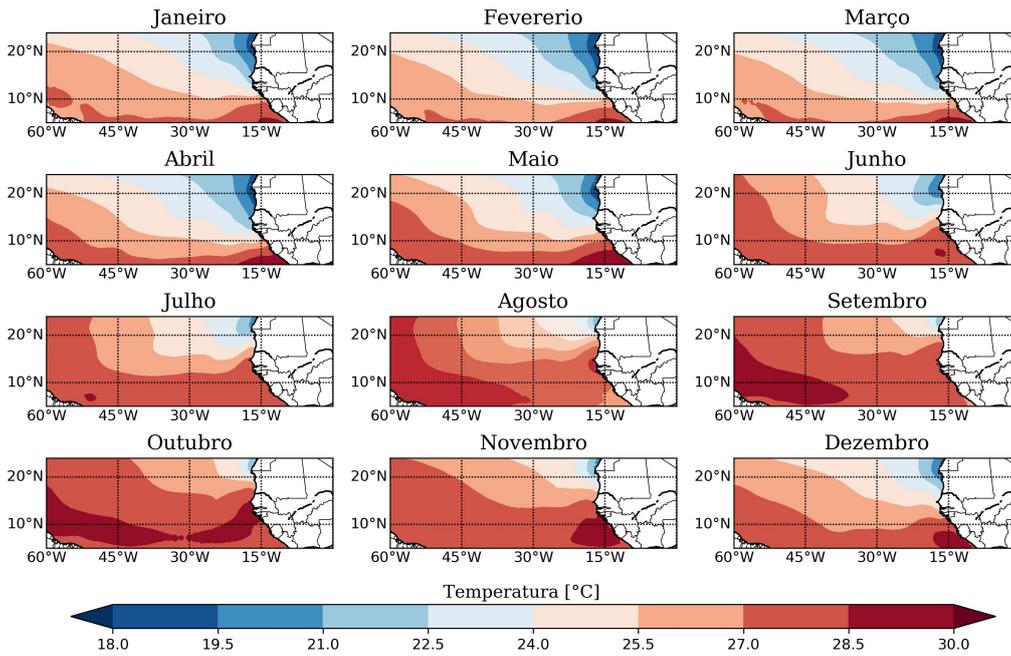


Figura 6.3 – Variação sazonal da Temperatura superficial do mar na região ATN.

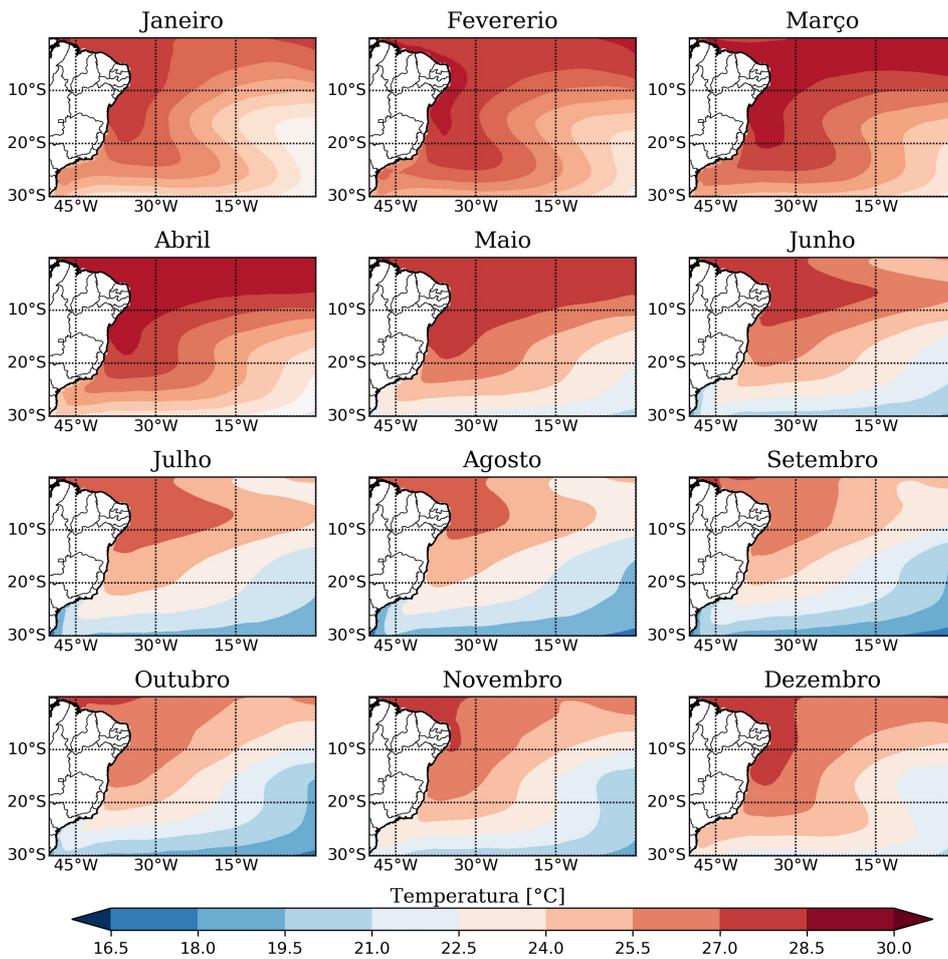


Figura 6.4 – Variação sazonal da Temperatura superficial do mar na região ATS.

A variação sazonal da temperatura superficial na região continental, especificamente sobre o território Brasileiro, pode ser observada na Figura 6.5. Observa-se um padrão similar ao observado no campo da TSM na região ATS, no entanto, algumas diferenças significativas devem ser ressaltadas. Tendo em conta a extensão territorial do Brasil, as temperaturas mais baixas no ano são observadas na região sul, que se encontra mais próxima do polo. Na região norte do país, a temperatura permanece acima de $25^{\circ}C$ o ano todo. Os valores máximos de temperatura são observados nos meses de agosto a dezembro na região do Norte e Nordeste, com pico máximo no mês de outubro, alcançando valores maiores a $30^{\circ}C$. Observa-se que na região Centro-Oeste, o padrão observado é diferente. A partir do mês de outubro um aquecimento gradual é observado até o mês de março, alcançando o valor máximo no mês de janeiro. Já na região sul do Brasil, no período entre o mês de abril e outubro, são observadas as temperaturas mais baixas, com valor pico no mês de julho, alcançando temperaturas menores a $10^{\circ}C$. Observa-se que a onda fria se propaga até a latitude $15^{\circ}S$ aproximadamente.

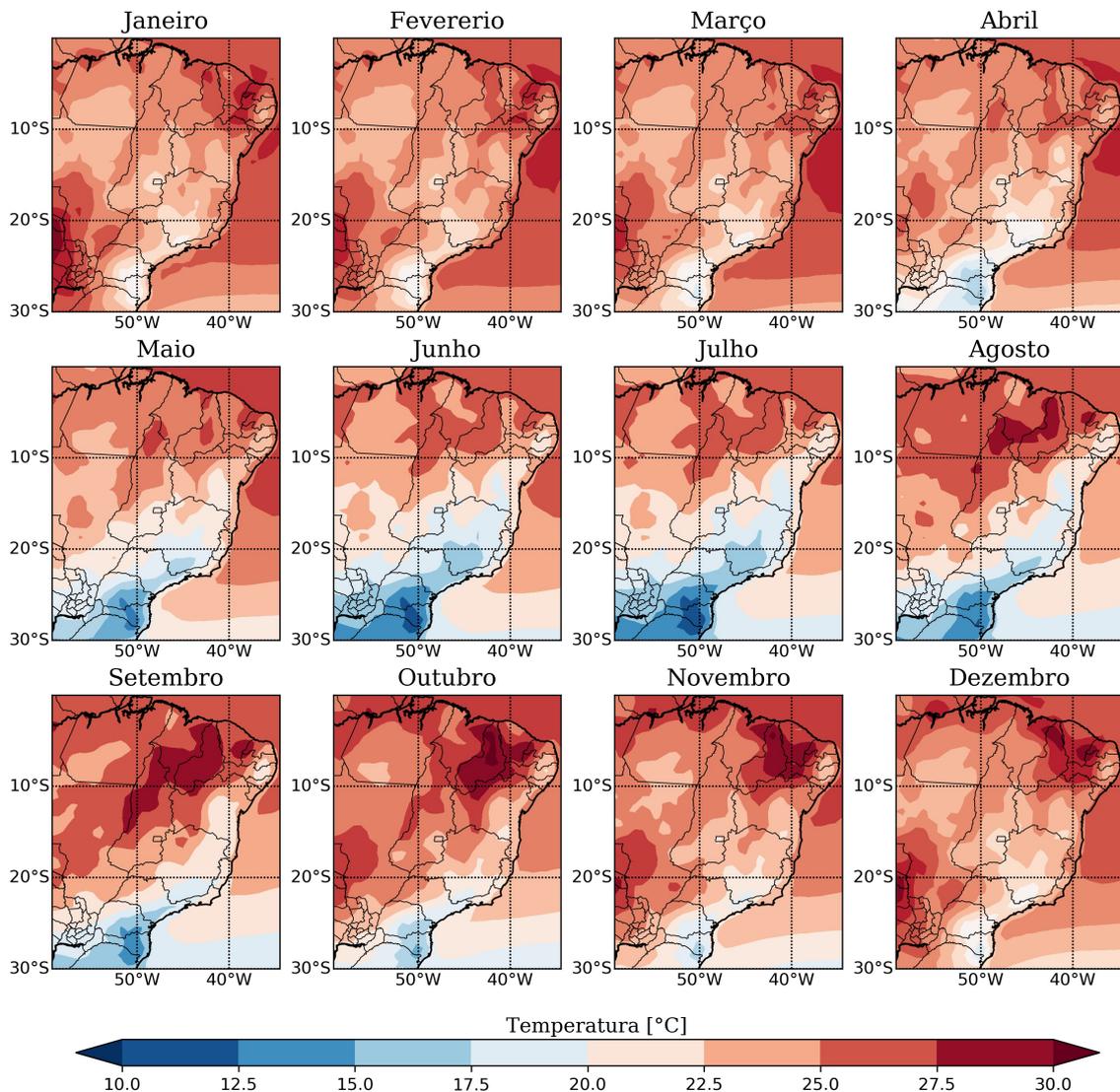


Figura 6.5 – Variação sazonal da temperatura superficial do continente sobre o Brasil.

Na Figura 6.6 é mostrada a sazonalidade da pressão média ao nível do mar. Observa-se claramente o sistema da Alta Subtropical, com o centro de ação estabelecido entre as latitudes $15^{\circ}S$ a $30^{\circ}S$, e entre as longitudes $15^{\circ}W$ a 0° aproximadamente, alcançando valores de pressão maiores a 1020 hPa. No período de junho a outubro é possível observar um incremento de pressão, com valor máximo no mês de julho, alcançando pressões maiores a 1026 hPa. Observa-se que nos meses nos que a pressão aumenta, o centro de ação da Alta experimenta uma extensão da sua área em sentido longitudinal, especialmente no mês de agosto, expandindo o centro de ação entre as longitudes $35^{\circ}W$ a $10^{\circ}E$ aproximadamente.

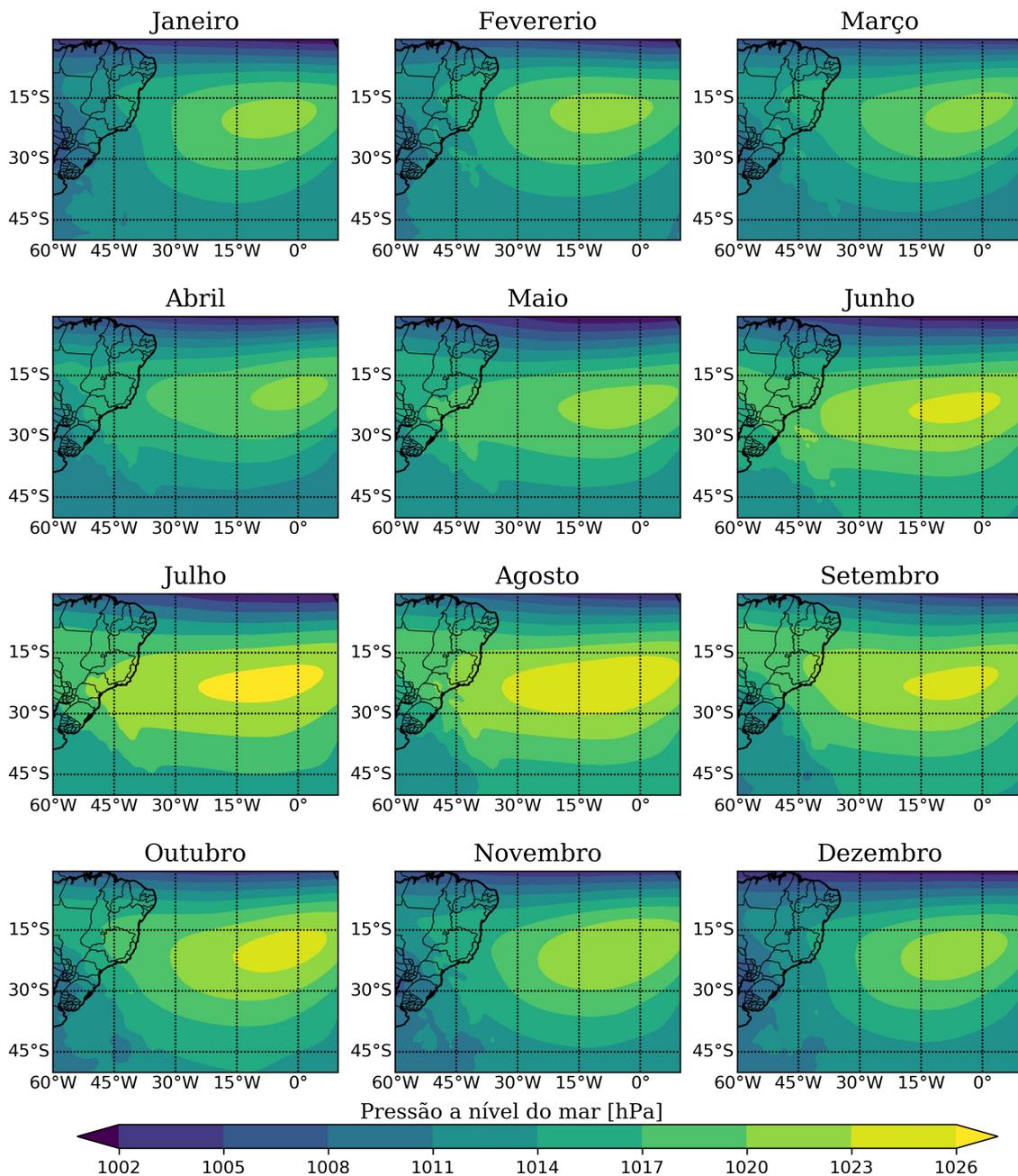


Figura 6.6 – Variação sazonal da pressão média ao nível do mar na região ATS.

Diferentes autores como Souza e Nobre (1998) e Venegas et al. (1997) evidenciaram um acoplamento entre diferentes campos atmosféricos e oceânicos, como a velocidade do vento, a temperatura superficial do mar e a pressão ao nível do mar, associados a fenômenos como os ventos alísios, o Dipolo do Atlântico e a Alta Subtropical respectivamente. Quando as anomalias da TSM são positivas, foi evidenciada uma diminuição na pressão ao nível do mar, afetando diretamente a intensidade do SAS e, portanto, a intensidade dos ventos alísios. Nesse caso, a intensidade do centro do SAS diminui e os ventos alísios enfraquecem. No caso contrário, isto é, quando as anomalias da TSM são negativas, a pressão no nível do mar é maior do normal e a intensidade dos ventos alísios é maior.

O comportamento descrito acima pode ser evidenciado claramente na sazonalidade das variáveis atmosféricas analisadas no período histórico. Nos meses em que a região sul do oceano Atlântico (ATS) experimenta diminuição na TSM (junho a novembro) é possível observar um aumento na pressão ao nível do mar e portanto, uma intensificação da velocidade do vento na componente zonal (Figura não mostrada aqui) no nível de 850 hPa, gerada pelo aumento do gradiente de pressão. Ao mesmo tempo, na região Centro e Sul do Brasil a temperatura superficial diminui, o que facilita a expansão e deslocamento longitudinal da área de ação do SAS, ficando mais próxima da área continental e gerando algumas alterações na climatologia local.

A interconexão e variabilidade dos sistemas atmosféricos associados as variáveis analisadas acabam sendo de grande importância na modulação do clima nas regiões tropicais e subtropicais. A alteração nas anomalias da TSM, além de influenciar a variabilidade e localização do SAS, particularmente no sentido meridional (Lübbecke et al., 2014), é responsável pela migração meridional da ZCIT (Nobre e Shukla, 1996), e pelas variações na intensidade da ZCAS (Robertson e Mechoso, 2000; Taschetto e Wainer, 2008) e o SAMS (Bombardi e Carvalho, 2011), afetando o regime de precipitação em grande parte do território Brasileiro. Daí a importância e necessidade de analisar os fenômenos macroclimáticos associados a essas variáveis tanto no clima presente quanto no clima futuro.

6.2 - VARIABILIDADE SAZONAL DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS OBSERVADOS NO PERÍODO HISTÓRICO

Com base nas variáveis atmosféricas analisadas, três categorias de índices climáticos são definidas para caracterizar o sistema de Monção na América do Sul, o gradiente do Atlântico Tropical (Dipolo) e o sistema da Alta Subtropical. A seguir, serão analisados todos os índices em termos da variação sazonal e da distribuição estatística no período histórico (1980-2005). A variação sazonal dos índices é analisada em ano hidrológico, de Setembro a Agosto, visando caracterizar os índices no período em que se desenvolve a quadra chuvosa na área de estudo.

6.2.1 - Índices característicos do Sistema de Monção da América do Sul

Os sistemas de monção são comumente definidos como fenômenos caracterizados por uma inversão na direção do vento de baixo nível entre os períodos de inverno e verão, e o contraste entre o verão chuvoso e o inverno seco, que responde à variação anual da radiação solar e o contraste de temperatura entre as grandes massas continentais e oceânicas, influenciando diretamente o sistema de precipitação global (Chang et al., 2005; Carvalho e Jones, 2015; Silva e Kousky, 2012).

Na Figura 6.7 são apresentadas as médias mensais dos índices de Monção calculados com os dados observados do reanálise Era-Interim no período histórico. Observa-se que os índices MWSI, 850ZWI e UVI apresentam um comportamento semelhante, com valor máximo durante o verão austral (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), que corresponde ao período chuvoso na região Centro-Oeste do Brasil (Médio São Francisco), e um valor mínimo durante o período seco. No caso do índice ZWSI, a sazonalidade apresenta um comportamento invertido em comparação com os outros índices, com valores mínimos durante o verão austral e valores máximos no inverno austral. Os resultados encontrados são coerentes com aqueles apresentados por Gan et al. (2005), quem também analisou a associação dos índices de monção com a chuva na região Centro-Oeste, concluindo que os índices MWSI, 850ZWI e UVI são positivamente correlacionados com a precipitação, enquanto que o índice ZWSI é negativamente correlacionado.

No caso do índice MWSI, os valores positivos observados nos meses chuvosos indicam a existência de um fluxo mais intenso nos níveis baixos no sentido dos polos, e um fluxo de menor intensidade nos altos níveis no sentido do equador, representando o comportamento da circulação na célula de Hadley, cuja fase mais ativa é observada durante os meses de verão. Já para o índice 850ZWI, que representa o vento zonal nos baixos níveis, observa-se uma mudança na direção do vento: de leste para oeste no mês de novembro aproximadamente, indicando o início da temporada de chuvas. No índice ZWSI os valores negativos observados no período de chuvas indicam fluxos de oeste nos baixos níveis e fluxos mais intensos de leste nos altos níveis, comportamento coerente com o observado no índice 850ZWI. Finalmente, o índice UVI no período histórico apresenta valores negativos em todos os meses do ano, sendo menos intensos nos meses do verão e mais intensos nos meses do inverno. De acordo com Gan et al. (2004), esse comportamento pode ser explicado pela confluência do vento meridional no sentido dos polos e o vento zonal de leste, que experimenta uma mudança da direção influenciada pela barreira topográfica da cordilheira dos Andes, gerando assim um fluxo de noroeste que favorece o transporte de umidade proveniente da Bacia Amazônica.

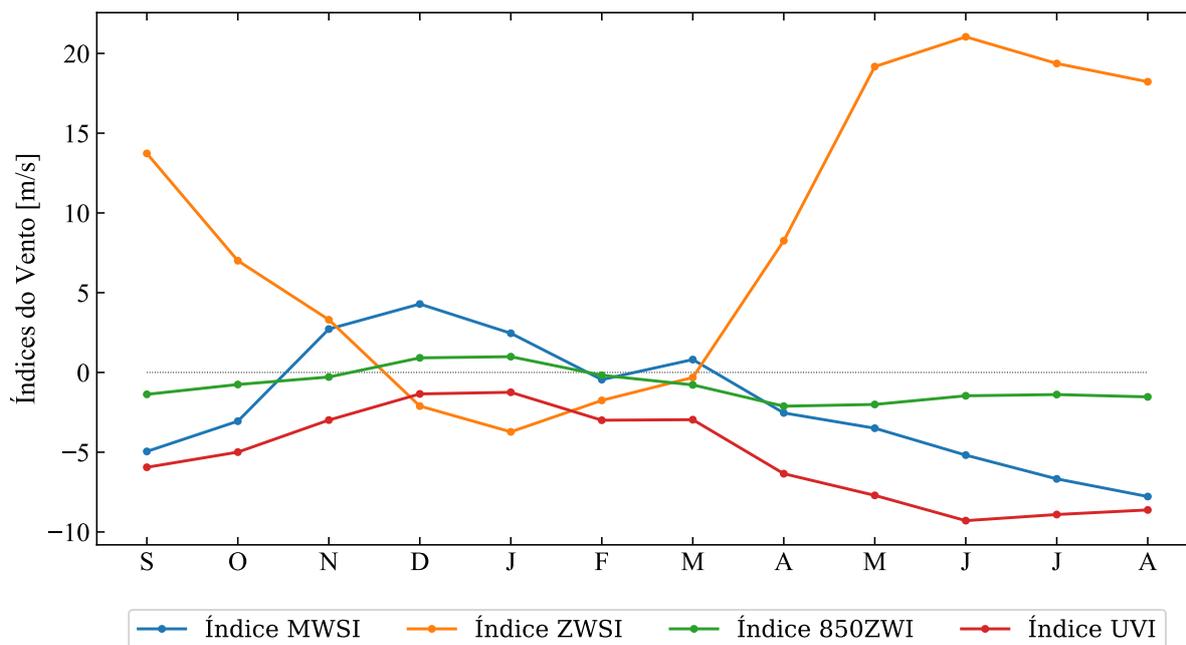


Figura 6.7 – Sazonalidade dos índices do Vento no período histórico com os dados observados (Era-Interim).

6.2.2 - Índices característicos da variação da Temperatura Superficial

Na Figura 6.8 é mostrada a sazonalidade dos índices de temperatura no período histórico com os dados observados do reanálise Era-Interim. O primeiro índice, denominado o índice do Dipolo, representa a variabilidade das anomalias da TSM no oceano Atlântico, caracterizada pelos sinais opostos nas bacias do norte e do sul da região Tropical. O segundo índice, denominado índice do Contraste, representa o aquecimento desigual entre o continente da América do Sul e o oceano Atlântico Sul, importante pelas implicações no clima local de algumas regiões do Brasil.

A variação do índice do Dipolo ao longo do ano é de aproximadamente $7^{\circ}C$, enquanto o índice do Contraste varia em um intervalo de $4^{\circ}C$. Observa-se um forte sinal unimodal para ambos os índices, especialmente no índice do Dipolo, que mostra valores positivos de julho a dezembro, com máximo em setembro; e valores negativos durante o verão austral (Dezembro, Janeiro e Fevereiro) e o outono austral (Março, Abril e Maio). A fase positiva do Dipolo, representada pelos valores positivos do índice, é caracterizada por anomalias da TSM mais quentes na região norte (ATN) e anomalias de TSM mais frias na região sul (ATS). O caso contrario representa a fase negativa do Dipolo (valores negativos do índice).

Ambas as fases têm diferentes impactos no clima regional do Brasil, especialmente, na costa norte e nordeste (região do baixo São Francisco), considerada como uma das regiões mais vulneráveis à variabilidade da precipitação. Durante a fase negativa do Dipolo, a ação conjunta

das anomalias positivas da TSM na região ATS, baixas pressões e ventos fortes do norte favorece a posição da ZCIT em direção ao sul do equador e, portanto, as anomalias positivas da precipitação (Souza e Nobre, 1998). Já a fase positiva do Diplo tem sido relacionada à deficiência de chuva no Nordeste do Brasil, de acordo com os resultados encontrados por Nobre e Shukla (1996).

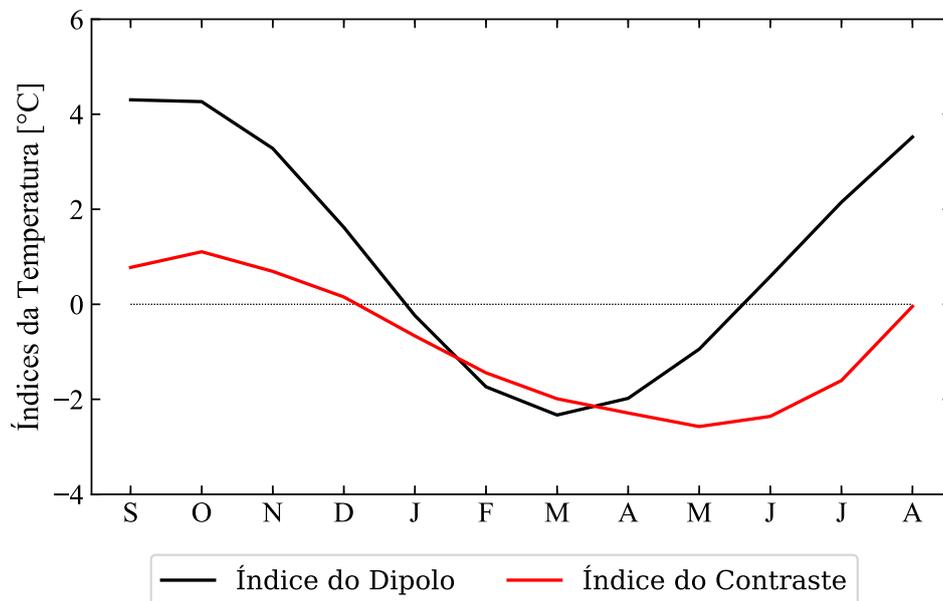


Figura 6.8 – Sazonalidade dos índices de Temperatura no período histórico com os dados observados (Era-Interim).

No caso do índice do Contraste, os valores positivos máximos são observados em Outubro, no início da estação chuvosa nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil; e valor mínimo em maio, no início do inverno. Um valor positivo do índice indica temperaturas mais quentes no continente em relação à TSM na região ATS, enquanto que valores negativos indicam TSM mais quentes em relação à temperatura continental. Observa-se que na maior parte do ano, a temperatura da superfície do mar observada é superior à observada no continente. Durante a primavera e quase todo o período do verão, o continente atinge sua maior temperatura. Já durante o outono austral até o início do inverno é observado um resfriamento gradual do continente e o índice alcança valores negativos.

O aquecimento desigual entre o continente e o oceano tem algumas implicações no clima local, especialmente na região Centro e Sudoeste do Brasil (Alto e médio São Francisco). Devido à menor capacidade térmica do continente em relação ao oceano, e ao maior número de horas com sol, o aquecimento do continente é ainda maior nos meses de verão. O aquecimento da massa continental produz movimentos ascendentes e centros de baixa pressão. Durante as tardes, esses centros se intensificam quando a radiação solar é máxima e, em ação conjunta com a umidade, potencializam a formação de nuvens cumulonimbus e, portanto,

grandes acumulados de chuva. Além disso, o contraste entre a temperatura do continente e o oceano está diretamente ligado à posição zonal do SAS e à ação do SAMS (Silva e Kousky, 2012), dois dos mais importantes moduladores da chuva na região.

6.2.3 - Índices característicos do Sistema da Alta Subtropical

Os sistemas das altas subtropicais (SAS), também conhecidos como anticiclones subtropicais ou centros de ação subtropical, são regiões semipermanentes de alta pressão atmosférica associadas à circulação atmosférica global, interações oceano-atmosfera, sistemas de monção e o braço descendente da célula de Hadley. Em geral, os SAS influenciam fortemente o transporte de umidade dos oceanos subtropicais, afetando o regime de precipitação regional (Mächel et al., 1998b).

No caso dos índices de Pressão, a Figura 6.9 mostra a sazonalidade no período histórico, calculada com os dados observados. Observa-se um forte sinal do ciclo anual do índice da Intensidade, com comportamento unimodal, variando entre 1021 e 1026 hPa aproximadamente. Os valores máximos de pressão são observados durante o inverno austral (Junho, Julho e Agosto) e os valores mínimos durante o verão e outono austral (de Dezembro a Maio). Esses resultados são coerentes com os encontrados por Degola (2013) e Hastenrath (1985).

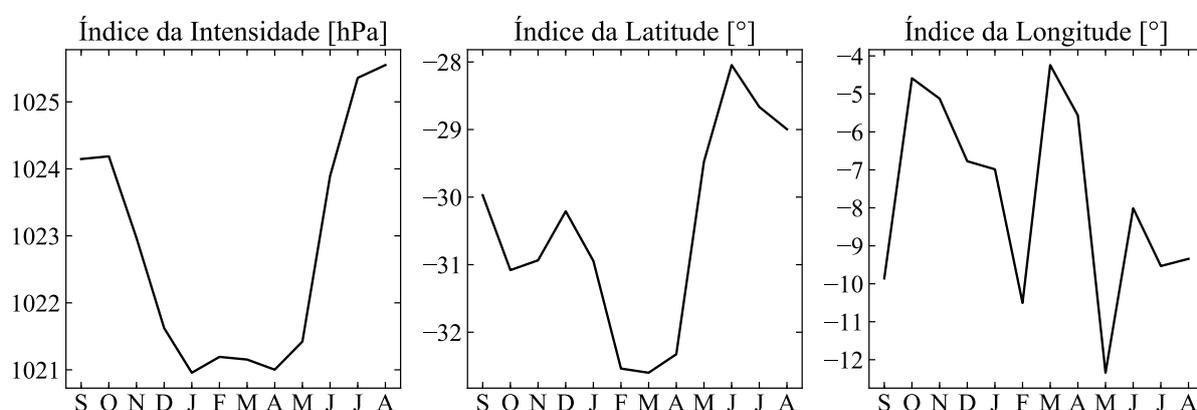


Figura 6.9 – Sazonalidade dos índices de Pressão no período histórico com os dados observados (Era-Interim).

A Figura 6.10 também mostra a variação sazonal da localização do centro do SAS relacionando os índices da Latitude e a Longitude. Em ambas as figuras é possível observar que o índice da Latitude apresenta um ciclo anual definido, com comportamento unimodal, enquanto o índice da Longitude mostra um comportamento bimodal. O valor máximo do índice da Latitude é observado durante o inverno, e o valor mínimo durante o outono. Isto é, durante o inverno, o centro do SAS alcança uma posição mais ao norte (próximo da latitude $28^{\circ}S$) e uma posição

mais ao sul durante o verão (entre $32^{\circ}S$ e $33^{\circ}S$). Este comportamento é congruente com o deslocamento latitudinal da ZCIT e com o padrão de anomalias da TSM no oceano Atlântico (Dipolo) descrito acima.

O índice de Longitude mostra um comportamento mais variável, caracterizado por um ciclo anual bimodal. A posição mais ao leste do centro do SAS é alcançada no período de Outubro a Abril, próximo aos $4^{\circ}W$ aproximadamente. Já a posição mais ao oeste é alcançada em Fevereiro e Maio, próximo aos $10^{\circ}W$ e $11^{\circ}W$ respectivamente. Em geral, observa-se que no verão e o outono austral, o centro do SAS tende a estar ao leste, e no inverno tende a se deslocar para o oeste.

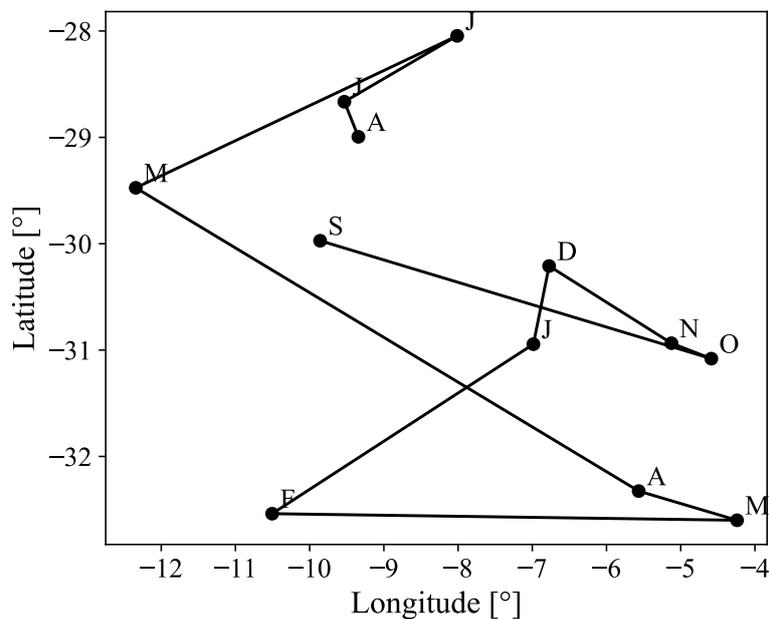


Figura 6.10 – Variação Sazonal da localização do centro da Alta Subtropical.

A região de variabilidade do centro do SAS no período histórico é entre as latitudes 28° a $33^{\circ}S$ e as longitudes 4° a $13^{\circ}W$. Sun et al. (2017) sugerem que a variabilidade inter anual da posição central do SAS é influenciada pelo fenômeno ENSO no verão, especialmente no sentido meridional. Na direção zonal, Degola (2013) sugere que a variabilidade inter anual da longitude durante o inverno e a primavera é influenciada pela atividade extratropical dos ciclones na bacia do oceano Atlântico Sul.

Observa-se que a sazonalidade do SAS é caracterizada por diferenças significativas no inverno e o verão. Durante o período do inverno austral, a intensidade do SAS é mais forte e ao mesmo tempo, alcança uma posição mais ao noroeste. A área de influência do SAS é mais extensa na direção leste-oeste devido as baixas temperaturas no continente, inibindo a convecção, dificultando a entrada de frentes frias e, conseqüentemente, favorecendo a ausência de chuva. Esses resultados também foram encontrados nos estudos realizados por Degola (2013),

Hastenrath (1985), Reboita et al. (2019) e Mächel et al. (1998a). Já durante o verão, o SAS é contraído e se localiza longe do continente da América do Sul, alcançando uma posição mais ao sudeste. A estrutura vertical da circulação atmosférica associada ao SAS favorece o transporte de umidade do oceano para o continente e, portanto, o regime de chuvas na região sudeste do Brasil (Alto e Médio São Francisco).

6.3 - VARIABILIDADE SAZONAL DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS SIMULADOS NO PERÍODO HISTÓRICO

6.3.1 - Índices de Vento

A Figura 6.13 mostra a variabilidade sazonal dos índices de monção calculados com os dados dos modelos do CMIP5 no período histórico. Em geral, observa-se que os modelos conseguem representar adequadamente o comportamento da sazonalidade dos índices, mostrando um ciclo anual unimodal. No entanto, é possível observar que a magnitude dos índices é altamente variável e, em alguns casos, os valores máximos e mínimos dos modelos apresentam uma defasagem com respeito à série observada. Esse comportamento é observado principalmente no caso do índice 850ZWI, onde só os modelos ACCESS1.0, CNRM-CM5, MPI-ESM-LR e MRI-CGCM3 mostram o mesmo comportamento da sazonalidade dos dados observados. Os outros modelos apresentam uma defasagem negativa de dois meses no valor máximo do índice, apresentando o valor pico no mês de novembro.

Para o índice MWSI, os modelos CNRM-CM5, MPI-ESM-LR e MRI-CGCM3 apresentam uma defasagem positiva de um mês no valor máximo, mostrando o pico no mês de Janeiro; já o modelo MIROC5, apresenta uma defasagem negativa de um mês, mostrando o valor pico máximo no mês de novembro. O resto dos modelos conseguem simular adequadamente o comportamento da sazonalidade dos dados observados, especialmente nos meses nos que o índice atinge o valor máximo. Porém, os modelos também mostram uma ciclicidade mais marcada nos meses nos que índice atinge os valores mínimos, mostrando uma diminuição gradual do valor do índice até alcançar o valor mínimo no mês de março aproximadamente, e logo depois, os índices simulados começam a incrementar de novo o seu valor.

No caso do índice ZWSI, as simulações dos modelos do CMIP5 apresentam um comportamento mais regular em comparação com os outros índices, considerando que a maioria dos modelos apresentam um comportamento semelhante, com um intervalo de variabilidade reduzido. No entanto, observa-se que só os modelos ACCESS1.0, IPSL-CM5A-LR, MPI-ESM-LR e MRI-CGCM3 mostram o mesmo comportamento dos dados observados, com valor mínimo no mês de janeiro e valor máximo no mês de junho. O resto de modelos, com exceção do modelo CNRM-CM5, apresentam uma defasagem negativa de um mês no valor pico mínimo, isto é,

o valor mínimo é observado no mês de dezembro. Para este índice, o modelo CNRM-CM5 é o que mostra maior variabilidade na magnitude do índice em relação aos dados observados e, ao mesmo tempo, uma desfasagem positiva no valor mínimo.

Finalmente, as simulações do índice UVI mostram uma maior variabilidade na magnitude do índice em comparação com os dados observados. Neste caso, só os modelos ACCESS1.0, IPSL-CM5A-LR e MIROC5 apresentam a mesma ciclicidade dos dados observados, enquanto que os modelos BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, GFDL-ESM2G, MPI-ESM-LR e MRI-CGCM3 mostram uma desfasagem positiva de um mês no pico máximo do índice, observado no mês de fevereiro. O resto dos modelos apresentam uma desfasagem negativa de 2 meses, mostrando o pico máximo no mês de novembro.

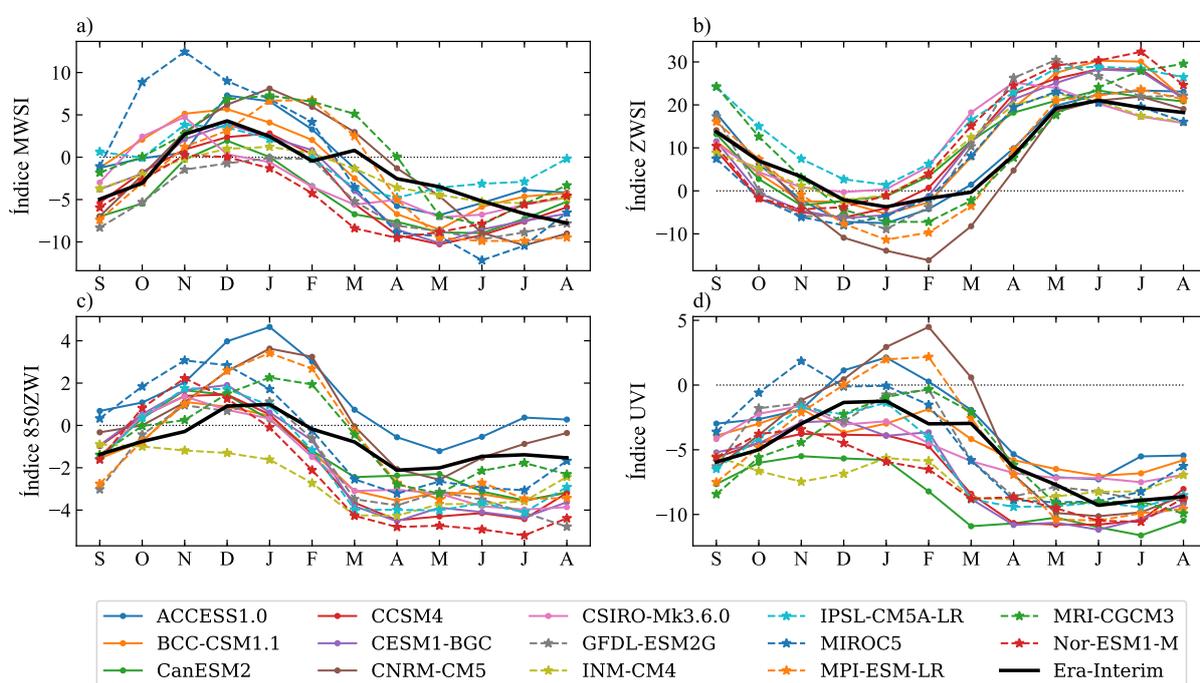


Figura 6.11 – Sazonalidade dos índices de Vento no período histórico, a) Índice MWSI, b) Índice ZWSI, c) Índice 850ZWI e d) Índice UVI.

Com o objetivo de analisar as variações da magnitude das simulações em relação aos dados observados, foi calculado o Erro Relativo (ER) em porcentagem. Na Figura 6.12 são apresentados os valores do ER para os índices de vento, discriminados pelo mês da sazonalidade e pelos modelos do CMIP5 usados. Observa-se que em geral, para todos os índices, o ER é maior nos meses de fevereiro e março, com variações de mais do 100% com respeito ao valor sazonal observado. No caso do índice ZWSI especificamente, todos os valores apresentam variações de mais do 300% no mês de março; e no caso do índice UVI, o período no que são evidenciadas as maiores diferenças corresponde aos meses de dezembro a março. Este comportamento evidencia uma maior dificuldade dos modelos do CMIP5 em simular os valores dos índices nos meses em que estes atingem os valores picos.

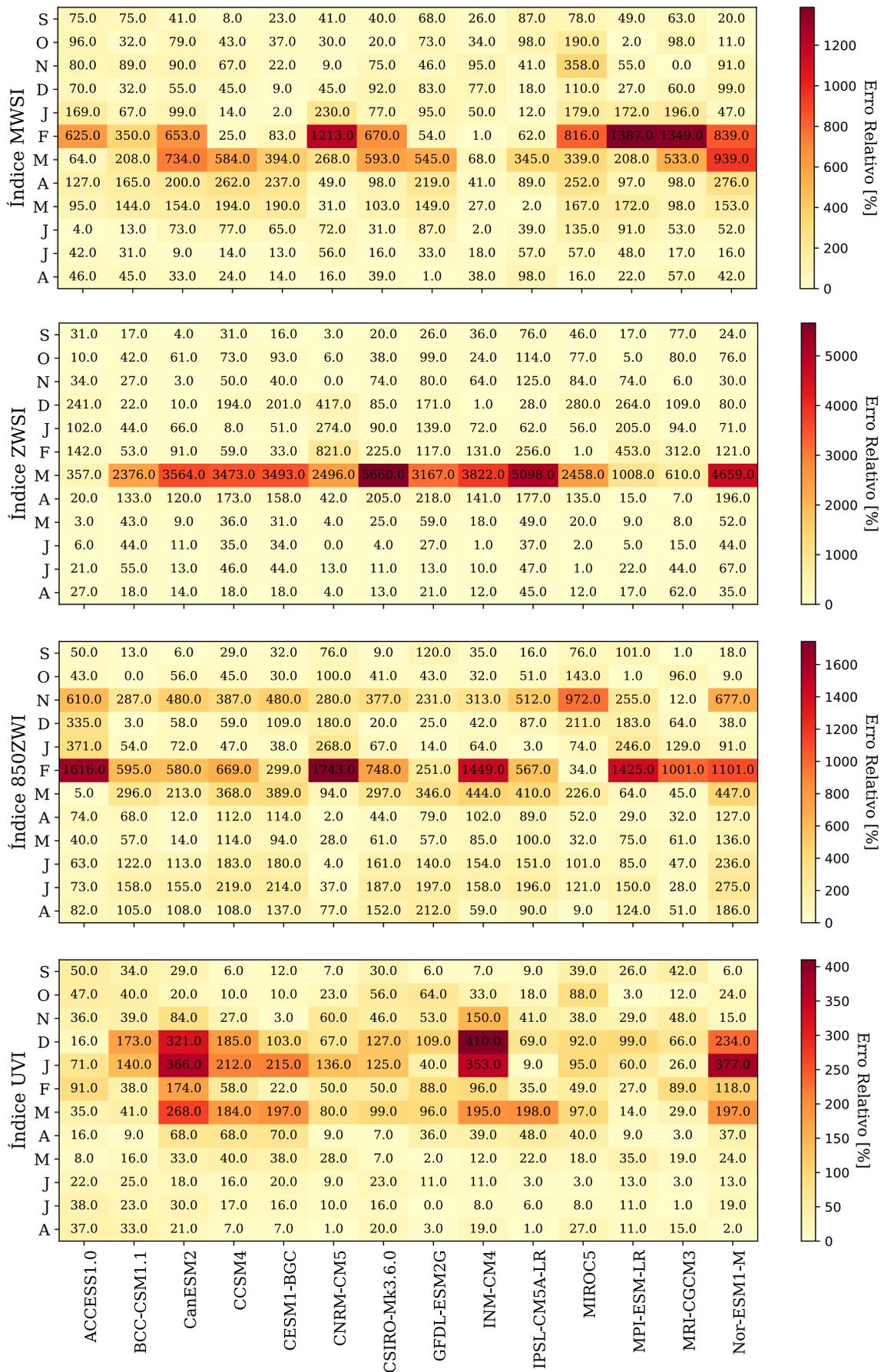


Figura 6.12 – Erro Relativo dos índices de Vento

6.3.2 - Índices de Temperatura

A variabilidade sazonal dos índices da temperatura simulados pelos modelos do CMIP5 no período histórico é mostrada na Figura 6.13. Observa-se que os modelos representam adequadamente o comportamento unimodal de ambos os índices. No entanto, é possível observar que para o índice do Dipolo, a variabilidade observada entre os modelos é menor em comparação com o índice do Contraste. Isto é, para o índice do Dipolo, os modelos mostram um comportamento mais regular entre eles, enquanto que para o índice do Contraste, a variabilidade entre as respostas dos modelos é maior. Este comportamento poderia indicar que os modelos do CMIP5 possuem melhores habilidades para representar o campo de TSM no oceano Atlântico Tropical que o campo de temperatura superficial no continente.

Mesmo quando os modelos representam adequadamente as características do ciclo anual, a magnitude das simulações em relação aos dados observados (linha preta) é consideravelmente variável. Para o índice do Dipolo, a maioria dos modelos tendem a subestimar a magnitude sazonal do índice, e em alguns casos, os valores mínimos são observados com um mês de antecipação, como no caso dos modelos BCC-CSM1.1, Can-ESM2, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3.6.0, INM-CM4, IPSL-CM5A-LR, MIROC5, MPI-ESM-LR. Já no caso dos valores sazonais máximos, não são observados diferenças significativas no mês de ocorrência em relação com os dados observados.

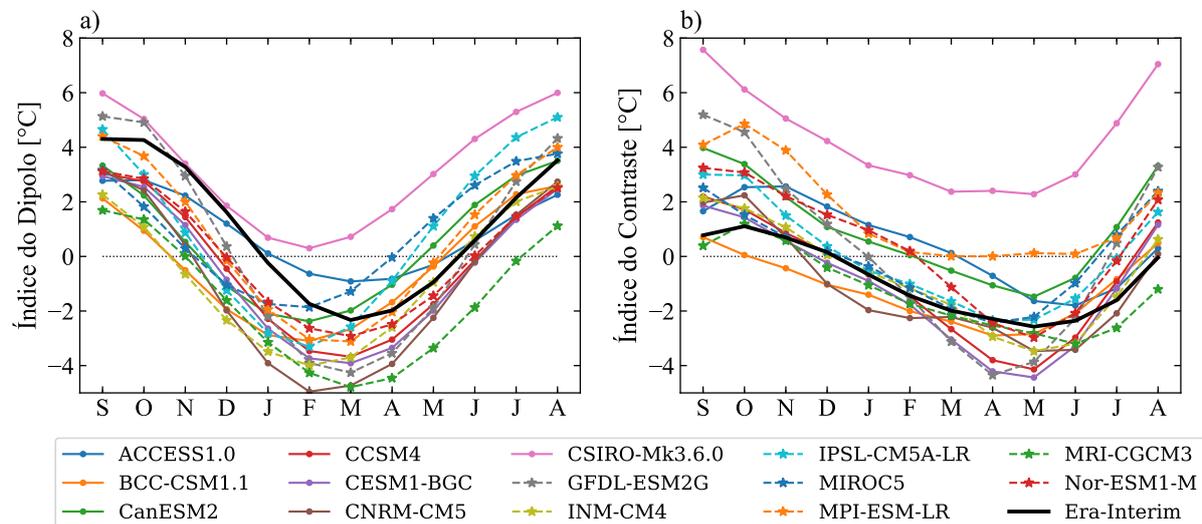


Figura 6.13 – Sazonalidade dos índices de Temperatura no período histórico.

Para o índice do contraste, o comportamento dos modelos é diferente em comparação com o índice do Dipolo, uma vez que a maioria dos modelos tendem a superestimar a magnitude sazonal do índice. Neste caso, os valores máximos e mínimos do índice são observados nos mesmos meses que os dados observados; no entanto, a faixa de variabilidade dos índices

simulados é maior que a observada nos dados do reanálise Era-Interim. Por exemplo, o caso dos modelos GFDL-ESM2G e CCSM4; no primeiro, o índice varia de 6°C em setembro a -4°C em abril, e no segundo, o índice passa de 3°C a quase -4°C nos mesmos meses; enquanto que, nos dados observados, a variação máxima é de 3°C entre setembro e abril, que correspondem aos meses dos valores picos (máximo e mínimo respectivamente). Para ambos os índices, o modelo CSIRO-Mk3.6.0 apresenta as maiores diferenças com os dados observados, superestimando a magnitude sazonal dos índices em todos os meses.

Na Figura 6.14 são apresentados os valores do ER calculados para os índices da Temperatura. Observa-se que para ambos os índices, o comportamento das simulações de cada modelo em cada mês é muito variável. No caso do índice do Dipolo, a maioria dos modelos mostram maiores variações no mês de maio, que corresponde ao mês no que o índice observado atinge o seu valor mínimo no ano. Já no caso do índice do Contraste, as maiores diferenças são observadas no mês de Agosto, alcançando valores do ER de até 16000%, como no caso do modelo CSIRO-Mk3.6.0. Esses resultados permitem observar a ampla variabilidade das simulações dos modelos em relação aos dados observados, subestimando ou superestimando a sazonalidade dos índices.

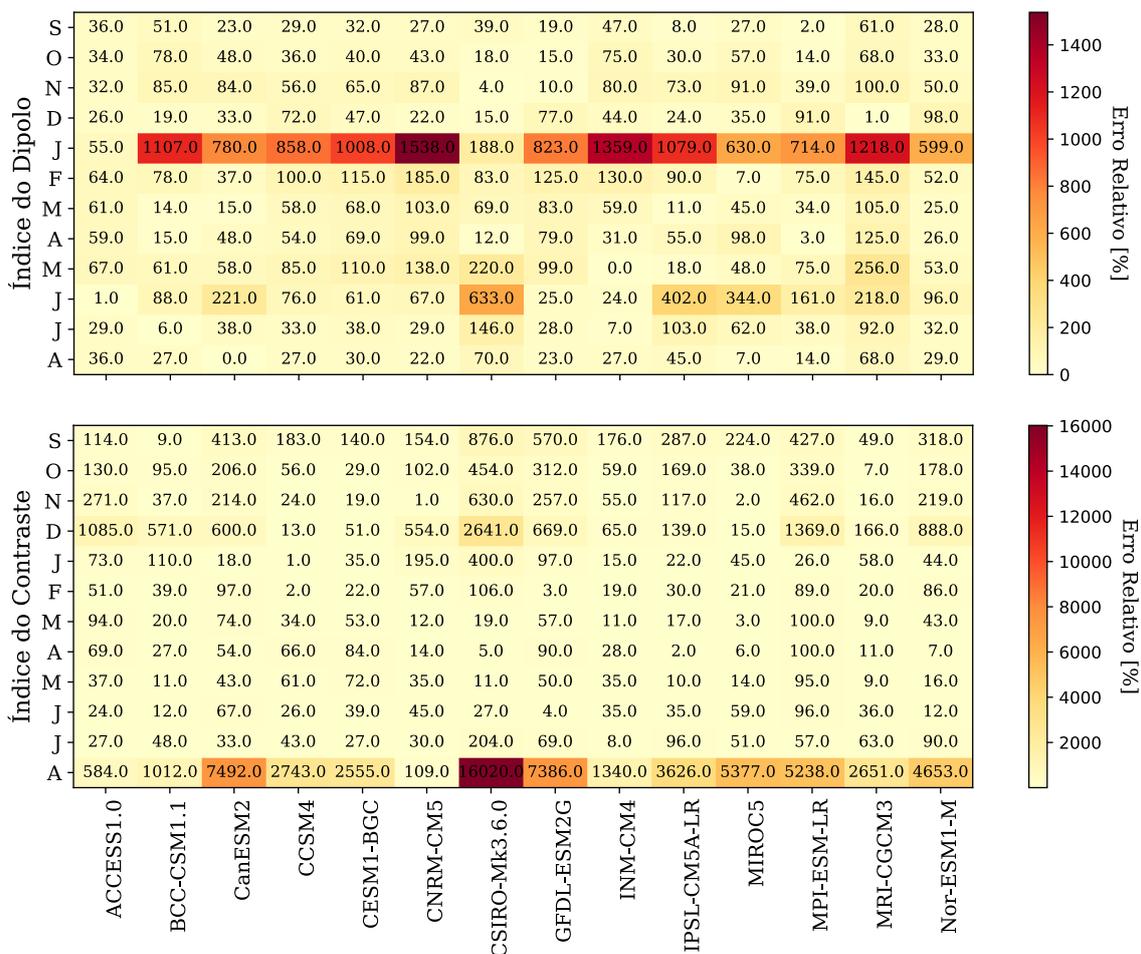


Figura 6.14 – Erro Relativo dos índices de Temperatura

6.3.3 - Índices de Pressão

A variabilidade sazonal dos índices de Pressão é mostrada na Figura 6.15. Em geral, para todos os índices, os modelos seguem o comportamento do ciclo anual dos dados observados (linha preta), no entanto, a variabilidade dos índices simulados de Pressão é muito maior em comparação com a observada nos índices de Temperatura. Isso poderia indicar que a habilidade dos modelos do CMIP5 para simular o campo da pressão média ao nível do mar é menor em comparação com o campo de TSM. Para o índice da Intensidade, o comportamento das simulações dos modelos é variável, alguns deles subestimam a magnitude do ciclo anual, e outros, a superestimam. No entanto, deve-se ressaltar que os modelos MPI-ESM-LR e MRI-CGCM3 apresentam as menores diferenças na magnitude do ciclo anual em relação aos dados observados.

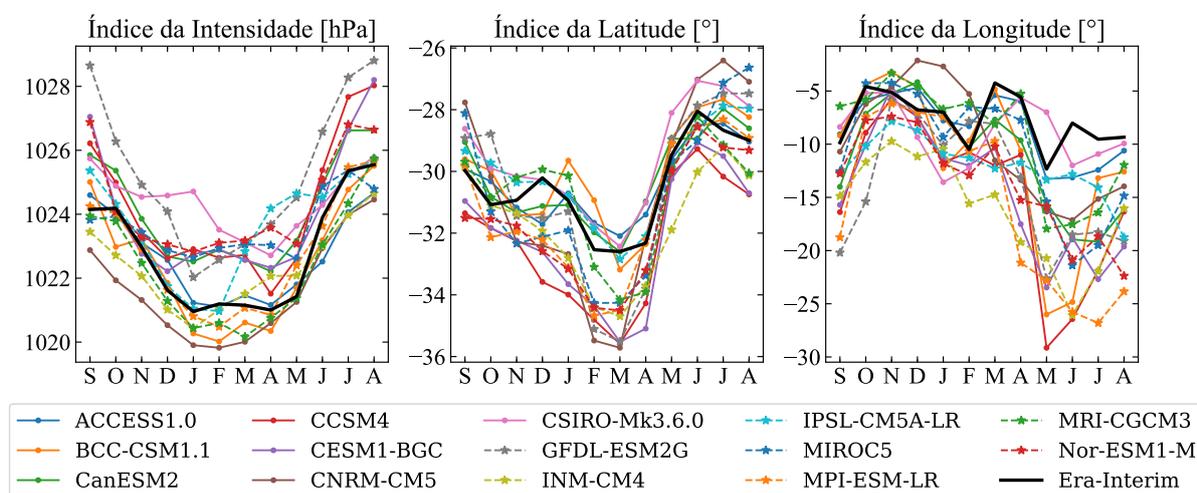


Figura 6.15 – Sazonalidade dos índices de Pressão no período histórico.

Para os índices da Latitude e da Longitude, o padrão comum observado nos índices simulados é a subestimação dos dados do reanálise Era-Interim, principalmente quando os índices alcançam os valores mais negativos (mais ao sul e mais ao oeste respectivamente). No primeiro caso, é observado adicionalmente que alguns modelos como ACCESS1.0, BCC-CSM1.1, CanESM2, CNRM-CM5, GFDL-ESM2G, INM-CM4, IPSL-CM5A-LR, MIROC5, MPI-ESM-LR apresentam uma defasagem de um mês no valor máximo do índice, isto é, quando o SAS alcança uma posição mais ao norte. Para a maioria dos modelos, a variabilidade dos índices da Latitude simulados é maior em comparação com os dados observados; os modelos variam entre $26^{\circ}S$ e $36^{\circ}S$, enquanto que os dados observados variam de $28^{\circ}S$ a $33^{\circ}S$ aproximadamente.

No caso do índice da Latitude, todos os modelos parecem ter as mesmas características, com valores mínimos do índice (posição mais ao oeste) durante os meses do inverno austral (Junho,

Julho e Agosto). Os modelos BCC-CSM1.1, CCSM4 and MPI-ESM-LR mostram a variabilidade máxima de todas as simulações, no entanto, a diferença do índice da Intensidade e da Latitude, as simulações do índice da Longitude não representam o comportamento sazonal dos dados observados, uma vez que os modelos tendem a apresentar um ciclo anual unimodal, exceto pelos modelos ACCESS1.0, CSIRO-Mk3.6.0 e MIROC5.

Na Figura 6.16 é apresentada a comparação da variação sazonal da posição do centro do SAS no período histórico, entre os modelos do CMIP5 e os dados observados. Observa-se que os modelos BCC-CSM1.1, CCSM4, CESM1-BGC, CNRM-CM5, GFDL-ESM2G, INM-CM4, MPI-ESM-LR, MRI-CGDCM3 e Nor-ESM1-M apresentam as maiores diferenças em comparação com os dados do reanálise Era-Interim. Nesses casos o comportamento geral das simulações mostra que os modelos tendem a deslocar o centro do SAS para o oeste em sentido zonal, e para o sul em sentido meridional.

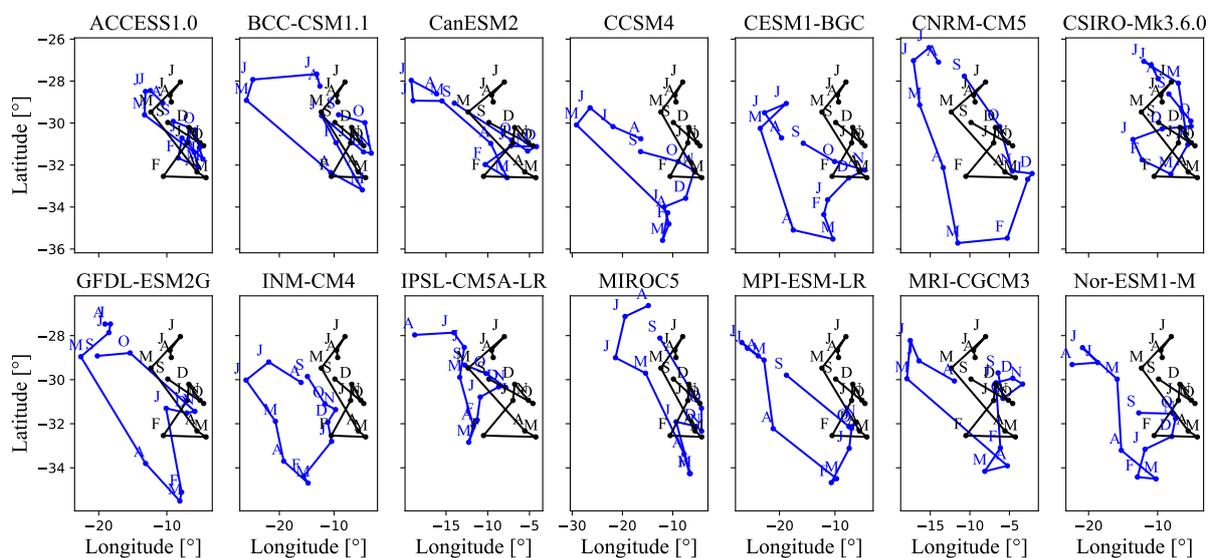


Figura 6.16 – Variação sazonal da posição do centro de máxima pressão no período histórico, calculada com os dados dos modelos do CMIP5 (linhas azuis) e do reanálise Era-Interim (linhas pretas).

A Figura 6.17 mostra os valores do ER calculados para os índices da pressão. Observa-se que as menores variações com respeito aos valores observados são apresentadas para o índice da Intensidade, e as maiores para o índice da Longitude. Este comportamento pode ser explicado pelo intervalo de variação dos valores dos índices, tendo menor dispersão o índice da Intensidade e maior dispersão o índice da Longitude. No entanto, é possível observar que para esta categoria não há um comportamento definido como nas categorias anteriores, já que os valores do ER são altamente variáveis de mês em mês e de modelo em modelo.

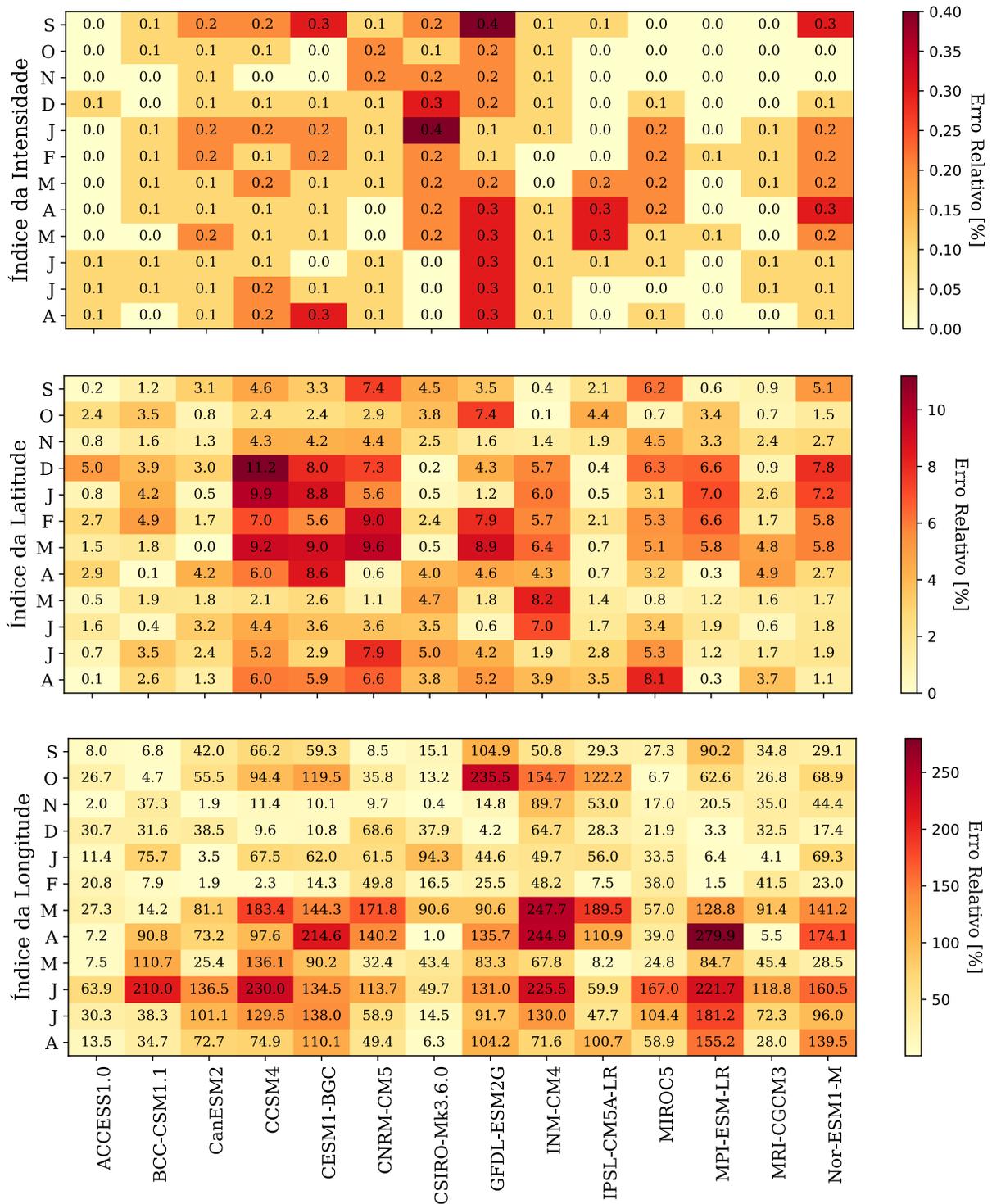


Figura 6.17 – Erro Relativo dos índices de Pressão

6.4 - ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS SIMULADOS

6.4.1 - Distribuição Empírica

• Índices de Vento

Com o objetivo de avaliar a capacidade dos modelos do CMIP5 em representar as características dos índices analisados, foram comparadas, para o período histórico, as distribuições empíricas dos índices simulados com os índices observados. Na Figura 6.18 são apresentadas as distribuições dos índices que representam o sistema de monção em diagramas de caixas.

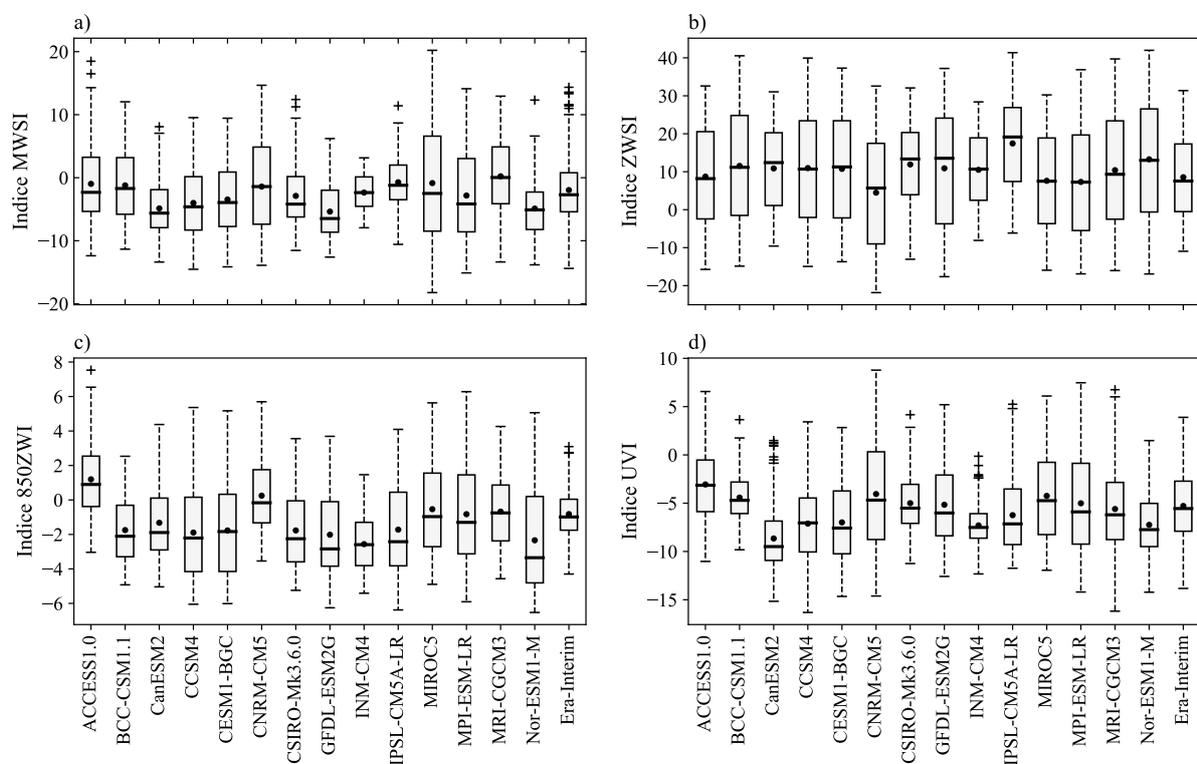


Figura 6.18 – Gráfico de caixas dos índices de Vento no período histórico, a) Índice MWSI, b) Índice ZWSI, c) Índice 850ZWI, d) Índice UVI

Observa-se que o índice ZWSI apresenta maior dispersão na distribuição em todos os modelos, indicando uma maior intensidade da componente zonal do vento. Observa-se também que as simulações do índice ZWSI apresentam um comportamento mais constante em relação ao centro de dispersão da maioria dos modelos. O caso contrário é observado particularmente no índice 850ZWI, no qual todos os modelos apresentam maior amplitude da distribuição dos dados em comparação com a série observada. Além disso, os modelos, com exceção do ACCESS1.0 e do CNRM-CM5, apresentam uma tendência a ter uma assimetria a direita ou positiva, subestimando o valor do índice. No caso do índice UVI e o

índice MWSI, o comportamento dos modelos é mais aleatório, mostrando alguns deles com distribuições de maior amplitude: modelo MIROC5 para o índice MWSI e o modelo CNRM-CM5 para o índice UVI; e outros com distribuições de menor amplitude, como o modelo INM-CM4 em todos os índices.

• Índices de Temperatura

A Figura 6.19 mostra os diagramas de caixas das distribuições empíricas dos índices de Temperatura. Observa-se que o índice do Dipolo apresenta uma maior dispersão em todos os modelos, indicando uma variabilidade maior no intervalo de variação da diferença de TSM no oceano Atlântico Tropical. Observa-se também que as simulações do índice do Dipolo mostram menos variabilidade na distribuição de todos os índices, sugerindo uma melhor estimativa do campo de TSM. Para o índice do Contraste, a amplitude da distribuição empírica é menor quando comparada com o índice do Dipolo.

Observa-se que quase todos os modelos possuem um intervalo de variabilidade semelhante, com exceção dos modelos GFDL-ESM2G, CCSM4, CESM1-BGC e Nor-ESM1-M. Para ambos os índices, quase todos os modelos apresentam uma tendenciosidade em comparação com a distribuição observada, superestimando ou subestimando o valor do índice, especialmente os modelos CSIRO-Mk3.6.0 e MPI-ESM-LR. Para os índices de Temperatura nenhuma assimetria é visível nos gráficos de caixas.

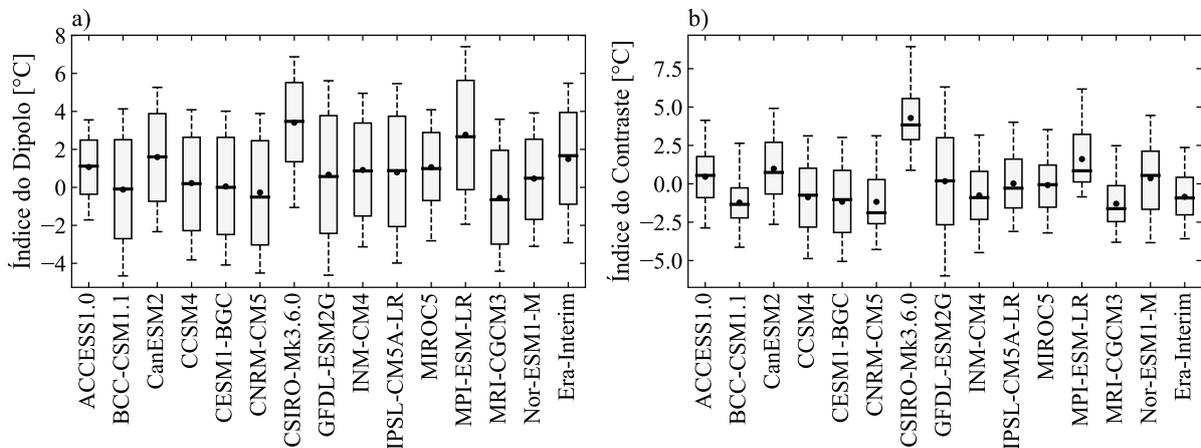


Figura 6.19 – Gráfico de caixas dos índices da Temperatura no período histórico, a) Índice do Dipolo, b) Índice do Contraste.

• Índices de Pressão

Um comportamento mais variável nas distribuições empíricas é observado nos índices da Pressão. A Figura 6.20 apresenta os diagramas de caixas do índice da Intensidade, o índice da Latitude e a Longitude. Em geral, a amplitude das distribuições empíricas é maior que a observada nos dados do Era-Interim, mostrando maior variabilidade nas simulações. Para

todos os índices, observa-se um viés em todas as séries simuladas, especialmente no índice da Intensidade. Para os índices da Latitude e a Longitude, o centro de dispersão parece não estar enviesado. Em particular, para o índice da Longitude, todos os modelos mostram dados atípicos na cauda inferior da distribuição e uma amplitude maior da mesma em comparação com os dados observados.

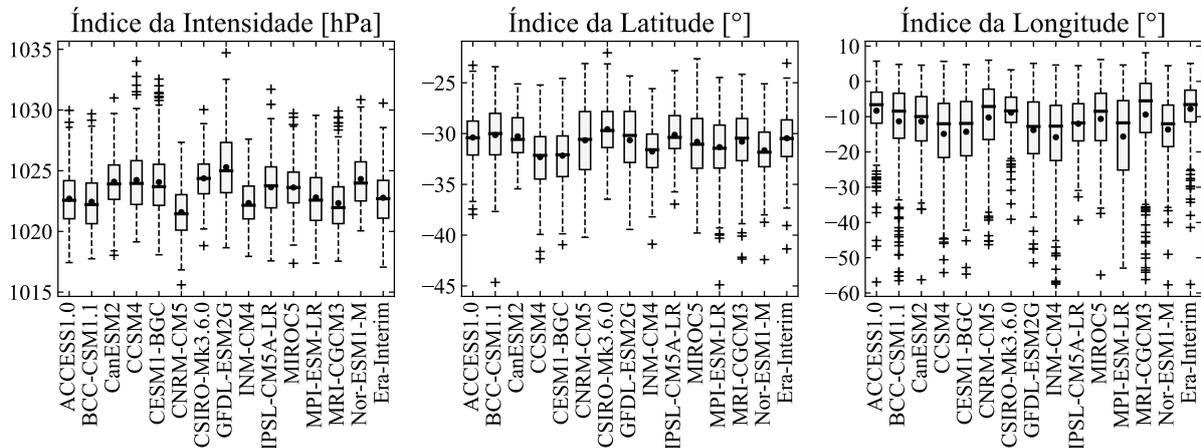


Figura 6.20 – Gráfico de caixas dos índices de Pressão no período histórico.

6.4.2 - Correção do viés

Todas as séries simuladas no período histórico mostram um viés sistemático, em alguns casos positivos e em outros negativos, que influenciam diretamente a magnitude do índice, subestimando ou superestimando o valor de acordo com cada caso. O viés observado em todas as categorias dos índices foi corrigido usando a técnica do Mapeio de Quantis. Devido ao forte ciclo anual observado em quase todos os índices, a correção do viés foi aplicada às séries separadas por mês, uma vez que as simulações são significativamente diferentes para cada mês.

As Figuras 6.21, 6.22 e 6.23 mostram a variação sazonal dos índices vento, temperatura e pressão corrigidos respectivamente, comparados com a sazonalidade dos dados observados. Em geral, uma vez aplicada a correção do viés, os modelos apresentam um melhor acoplamento à sazonalidade dos dados observados, diminuindo o erro relativo entre as magnitudes dos índices. No caso dos índices de monção, os melhores resultados são observados na sazonalidade dos índices MWSI e ZWSI, onde a diferença entre as séries observadas e simuladas é mínima. Para os índices 850ZWI e UVI, apesar da adequada representação da variabilidade sazonal, os valores simulados tendem a ser menores que os observados durante o ano, especialmente nos meses de outubro, novembro (início da temporada de chuvas), fevereiro e março (final da temporada de chuvas) para o índice 850ZWI; e nos meses de fevereiro a junho para o índice UVI.

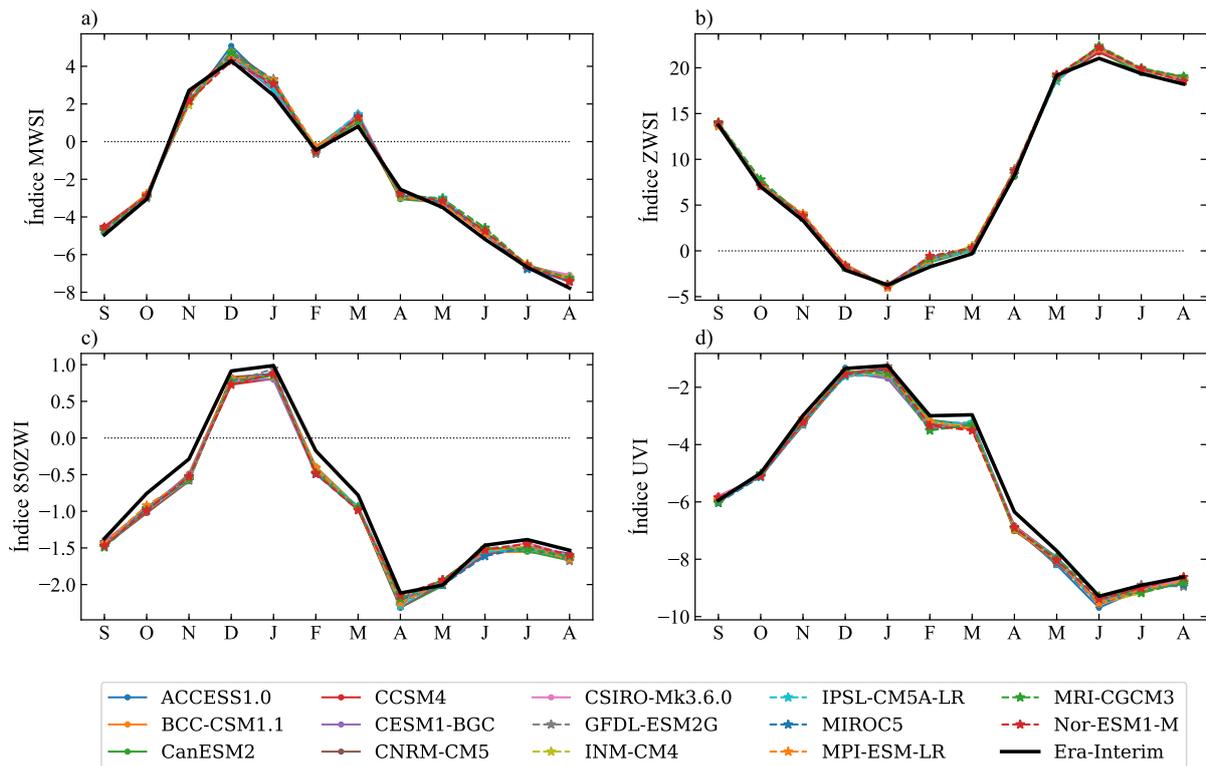


Figura 6.21 – Sazonalidade dos índices de vento corrigidos no período histórico, a) Índice MWSI, b) Índice ZWSI, c) Índice 850ZWI, d) Índice UVI

Nas Figuras 6.22 e 6.23 observa-se que os índices de temperatura mostram um ajuste perfeito dos índices simulados em comparação com os observados. Para ambas as categorias, os modelos do CMIP5 representam satisfatoriamente a variação sazonal. No entanto, para os índices de pressão, todos os modelos mostram algumas diferenças com os dados observados, particularmente, nos meses nos que os índices atingem valores extremos. As principais diferenças são observadas no índice da Longitude. Nesse caso, os modelos tendem a subestimar a posição zonal do SAS, especialmente no mês de maio, quando o SAS alcança uma posição mais ao oeste. Para o índice da Latitude, as maiores diferenças são observadas em fevereiro, março e abril, quando o centro do SAS alcança uma posição mais ao sul. Para ambos os índices, Latitude e Longitude, o modelo IPSL-CM5A-LR mostra as maiores diferenças em relação aos dados observados. Finalmente, no caso do índice da Intensidade, as maiores diferenças são observadas durante o verão e outono austral, já que os índices simulados são menores que o índice observado.

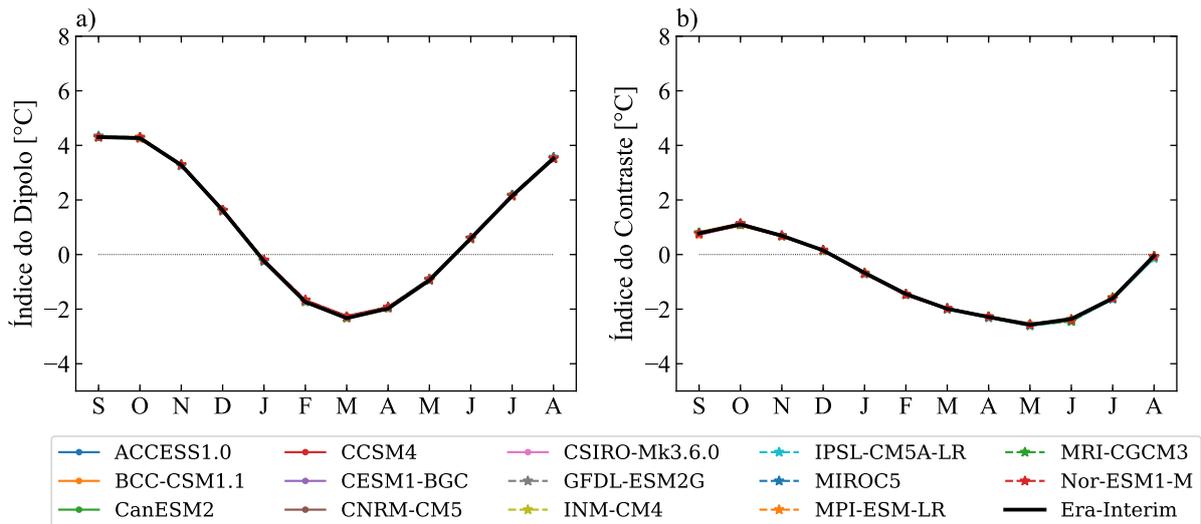


Figura 6.22 – Sazonalidade dos índices de Temperatura corrigidos no período histórico, a) Índice do Dipolo, b) Índice do Contraste

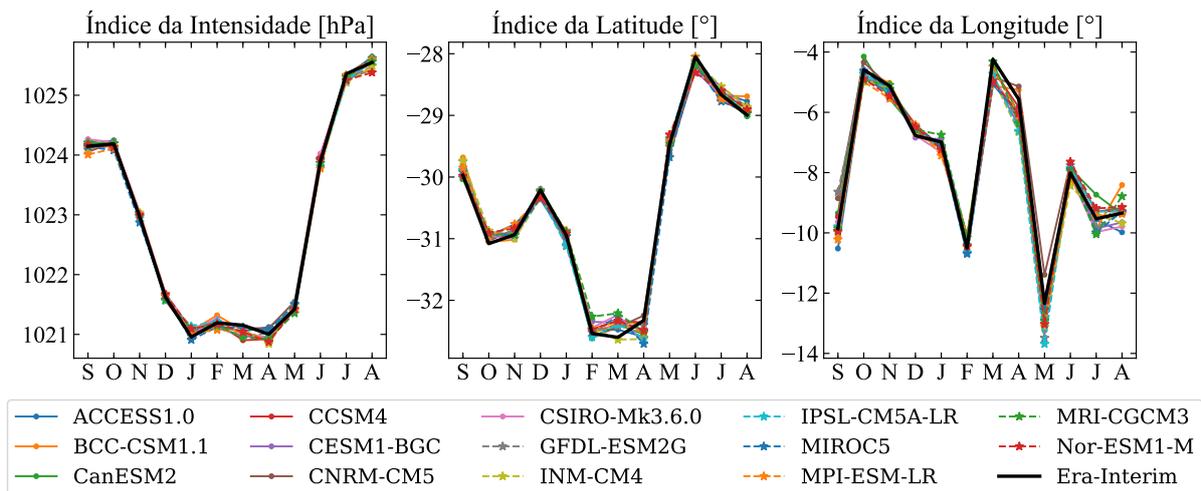


Figura 6.23 – Sazonalidade dos índices de Pressão corrigidos no período histórico.

Nas Figuras 6.24, 6.25 e 6.26 são apresentadas a Função de Distribuição da Probabilidade (PDF) e a Função de Distribuição Acumulada (FDA) dos índices simulados de vento, temperatura e pressão respectivamente, com o viés corrigido no período histórico. Os índices MWSI, 850ZWI e UVI apresentam uma PDF unimodal. No caso do índice ZWSI, a PDF varia em um intervalo maior e mostra um comportamento bimodal. Para todos os índices, observa-se um melhor ajuste após a correção de viés. As FDAs mostradas na Figura 6.24 permitem observar uma maior dispersão para o índice ZWSI e uma menor dispersão para o índice 850ZWI. No caso dos índices MWSI e 850ZWI, a CDF mostra um crescimento mais rápido no intervalo negativo e um crescimento mais lento no intervalo positivo. Para esses índices, existe uma maior probabilidade de atingir valores negativos. Já o índice ZWSI mostra maior

probabilidade de obter um valor positivo, dado que a maior parte dos dados está concentrada no intervalo de 0 a 30.

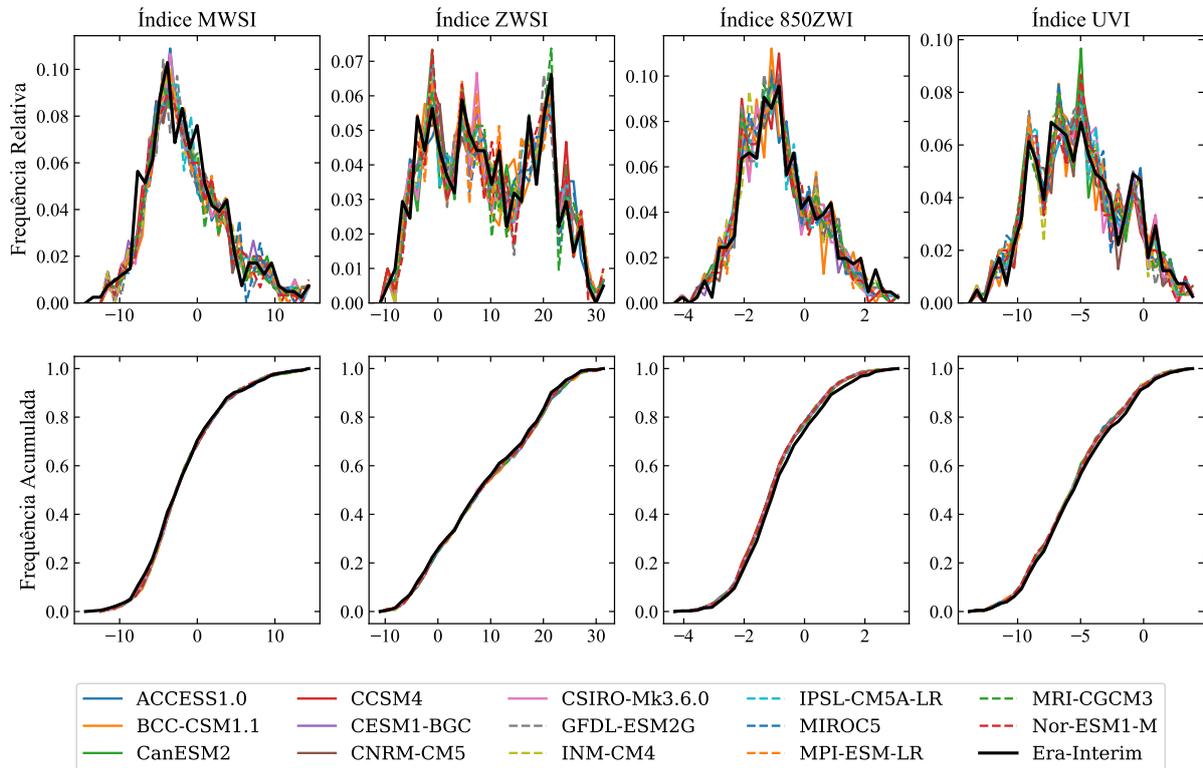


Figura 6.24 – Distribuição Empírica dos índices de Vento com viés corrigido.

Para os índices da temperatura (Figura 6.25), as simulações corrigidas ajustam-se adequadamente à PDF e à FDA observadas. Para ambos os índices, as FDPs mostram um comportamento variável e não definido, especialmente para o índice do Dipolo. O intervalo de variabilidade do índice do Dipolo está entre $-2^{\circ}C$ e $5^{\circ}C$ aproximadamente, enquanto que o índice do Contraste varia entre $-3^{\circ}C$ e $2^{\circ}C$. Isto é, durante o período histórico, o índice do Dipolo é aparentemente mais vulnerável a mudanças abruptas na TSM das regiões ATN e ATS. Já o índice do Contraste parece ser menos vulnerável às variações da temperatura superficial no continente.

Nos índices da pressão (Figura 6.26), observa-se FDPs mais definidas em comparação com as observadas no índices de temperatura. Para todos os índices, observa-se um comportamento unimodal. Em geral, as simulações corrigidas ajustam-se corretamente à PDF observada, com alguma variabilidade, especialmente no índice da Intensidade. A PDF do índice da Longitude mostra uma assimetria negativa, com a maioria dos valores concentrados entre $20^{\circ}W$ e $10^{\circ}E$ aproximadamente. No entanto, durante eventos extremos, o SAS pode alcançar até $60^{\circ}W$, estabelecendo-se no continente. Para os índices da Intensidade e da Latitude, uma PDF mais simétrica é observada. Em eventos extremos, a posição mais ao norte alcançada pelo centro do SAS é de $25^{\circ}S$, e a posição mais ao sul é na latitude $40^{\circ}S$. Em termos da média, a posição do

SAS varia em torno da latitude $30^{\circ}S$, com intensidade média de 1022 hPa. Em eventos extremos, a intensidade do SAS pode alcançar um valor máximo até 1030 hPa e valor mínimo até 1017 hPa.

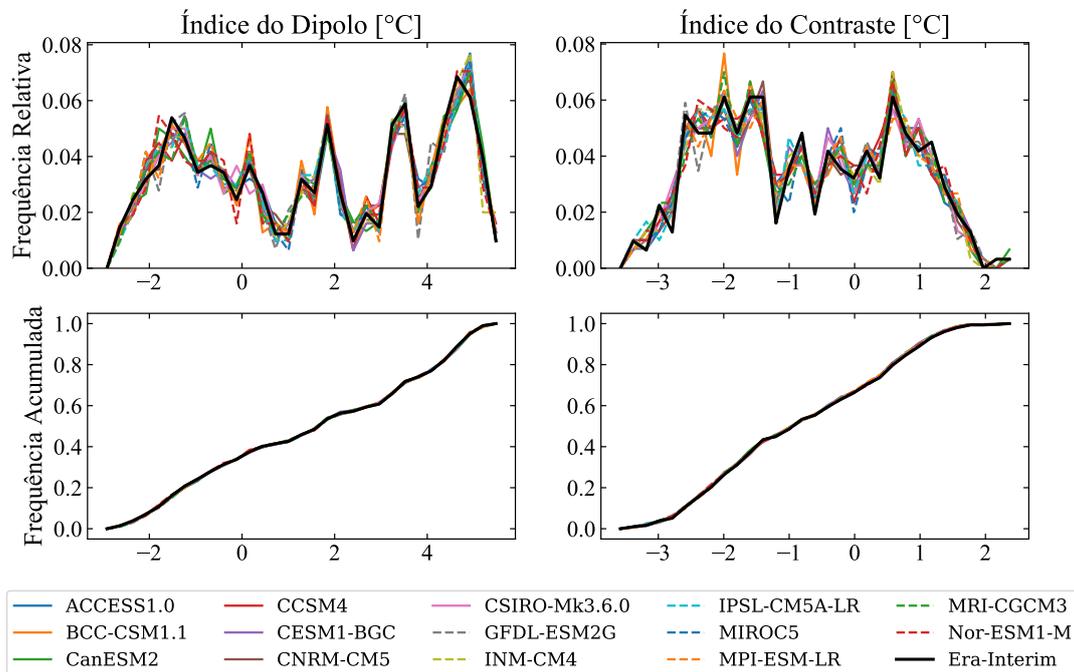


Figura 6.25 – Distribuição Empírica dos índices de Temperatura com viés corrigido.

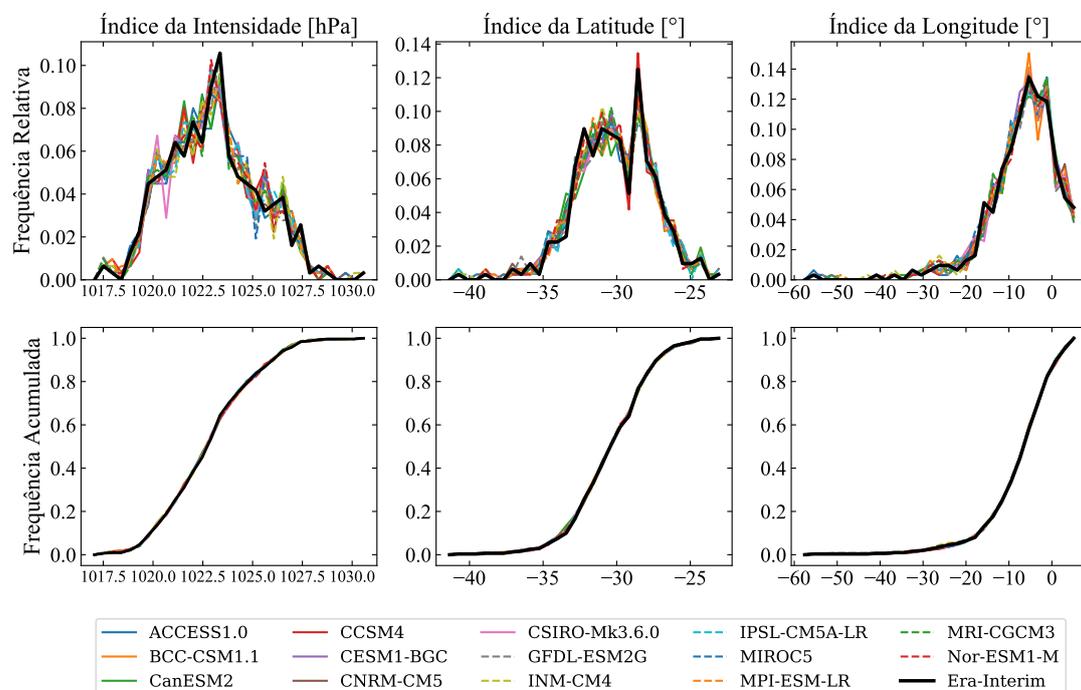


Figura 6.26 – Distribuição Empírica dos índices de Pressão com viés corrigido.

6.5 - ASSOCIAÇÃO DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS COM O REGIME DE VAZÃO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

6.5.1 - Regime de Vazão Mensal

- **Índices de Vento**

Na Figura 6.27 é apresentado o coeficiente de correlação entre o índice MWSI e as séries de vazão mensal para diferentes defasagens. Na Figura, os círculos vermelhos representam as correlações positivas e os azuis indicam correlações negativas. Observa-se que para 0 meses de defasagem, nas regiões do Alto e Médio São Francisco mostram correlações positivas significativas com valor máximo de 0.21, enquanto que para as regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco, as correlações observadas são muito baixas e não estatisticamente significativas. Conforme aumenta a defasagem, observa-se que as regiões mais baixas da bacia apresentam um aumento no valor da correlação, atingindo o valor máximo de 0.20 para 2 meses de defasagem. Este comportamento indica que quando o índice MWSI aumenta (diminui), também é observado um aumento (diminuição) na vazão das regiões Alto e Médio São Francisco. Analogamente, a variação do índice MWSI em um certo período pode influenciar até dois meses depois o comportamento do regime de vazão nas regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco, diminuindo ou aumentando de acordo com o caso. Para defasagem de 3 meses, só são observadas correlações positivas nas regiões baixas da bacia, com valor máximo de 0.16.

Com respeito ao índice ZWSI, na Figura 6.28 é mostrada a correlação com as séries de vazão mensal da bacia. Pode ser observado que até 2 meses de defasagem os coeficientes de correlação são positivos para toda a bacia, no entanto, os valores de correlação obtidos são muito baixos e não são estatisticamente significativos na maioria dos casos. Este comportamento indica que o índice ZWSI, que representa a circulação do vento zonal, não exibe sinais fortes de relação com o regime de vazão e portanto, sua influência é baixa.

A correlação entre o índice 850ZWI e as séries de vazão mensal é mostrada na Figura 6.29. Em geral, observa-se para todas as defasagens, um padrão de comportamento similar, no qual, as sub-regiões do Alto, Sub-médio e Baixo São Francisco mostram correlações positivas com a vazão, mesmo alcançando valores de correlação muito baixos. Já na região do Médio São Francisco, para defasagens maiores ou iguais a 1 mês, a maioria das estações mostram coeficientes de correlação negativos. Observa-se que a região que exibe os maiores valores de correlação estatisticamente significativas (máximo 0.18) corresponde à região do Alto São Francisco com defasagem de 0 meses, sendo estas correlações positivas. Esse padrão indica que quando o vento zonal de 850 hPa é positivo (de oeste), a vazão nessa região pode aumentar; e analogamente, quando o vento é negativo (de leste), a vazão mensal

pode diminuir.

Quanto ao índice UVI, na Figura 6.30 é mostrada a correlação do índice com as séries de vazão mensal na bacia. É possível observar que as maiores correlações estatisticamente significativas são exibidas na defasagem de 0 meses para as regiões do Alto e Médio São Francisco, sendo estas correlações positivas com valor máximo de 0.15. Para defasagens maiores, particularmente a partir de 2 meses, a região do Médio São Francisco mostra valores de correlação negativos, porém, não significativos. Neste caso, as correlações positivas indicam que o regime de vazão é influenciado diretamente proporcional ao comportamento da velocidade do vento no nível de 850 hPa, assim, quando a velocidade do vento aumenta, a vazão em grande parte da bacia também pode experimentar um aumento e vice-versa.

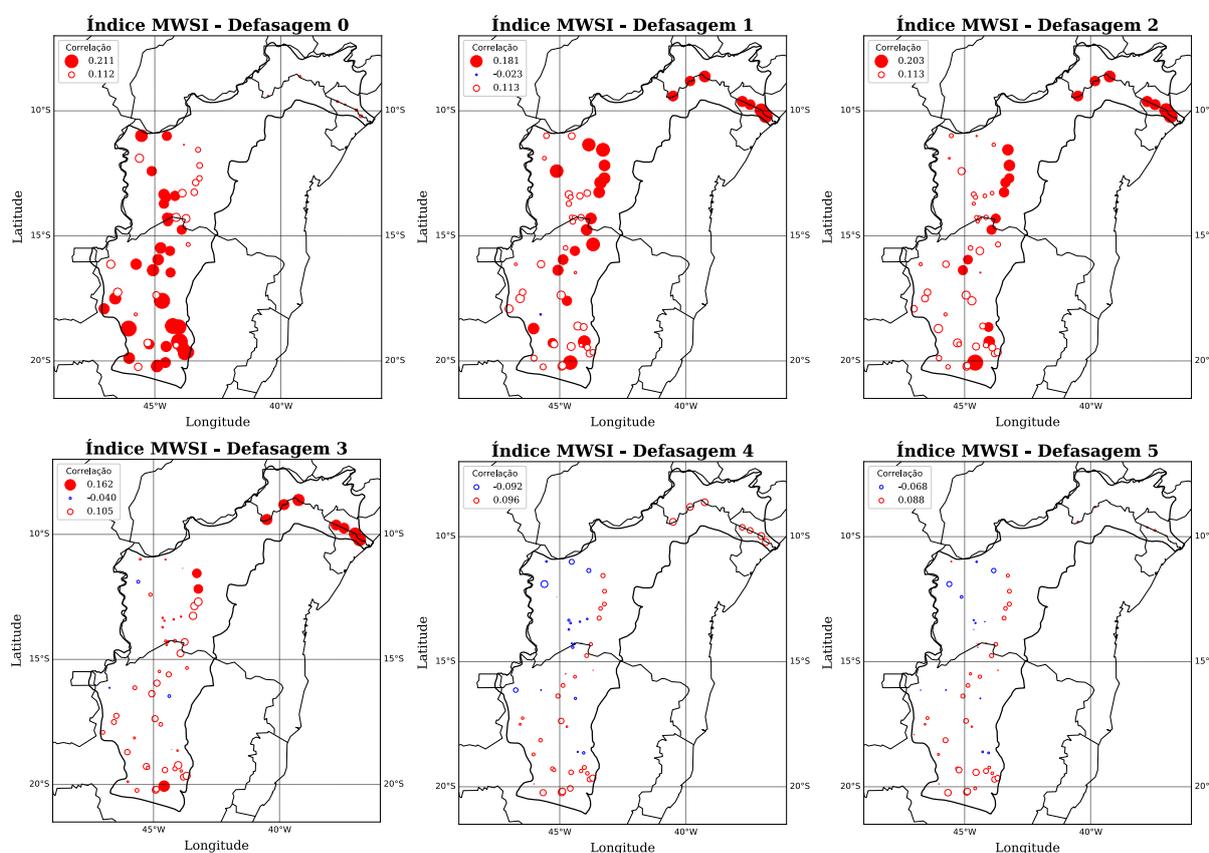


Figura 6.27 – Correlação entre o índice MWSI e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

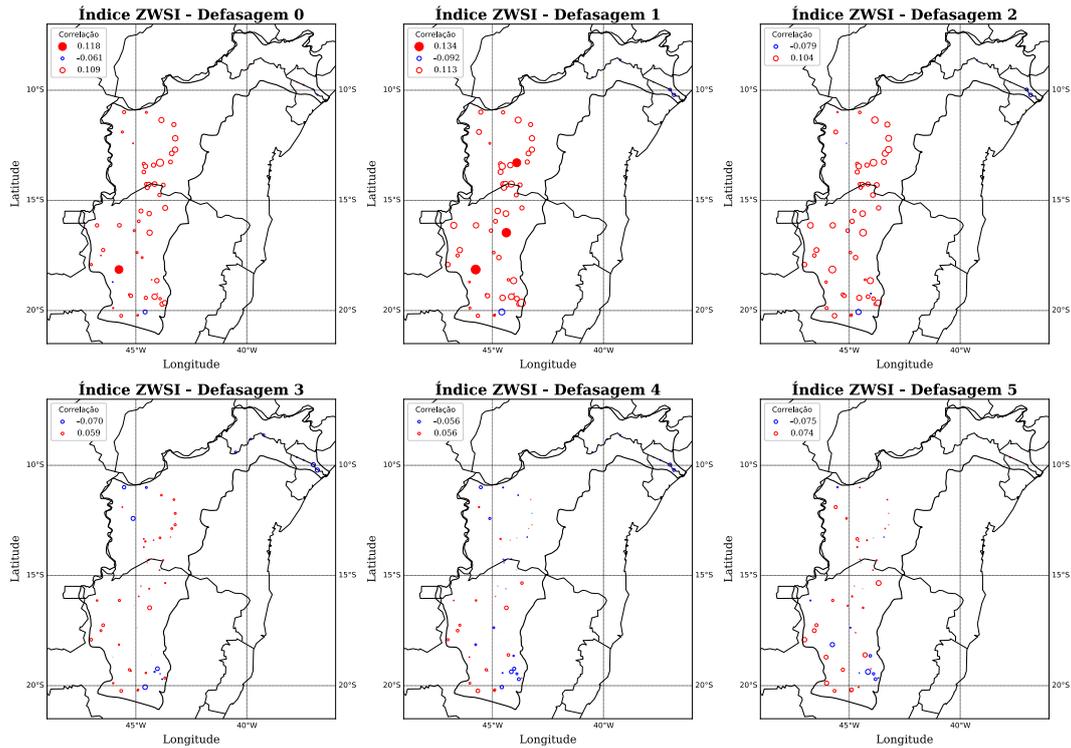


Figura 6.28 – Correlação entre o índice ZWSI e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

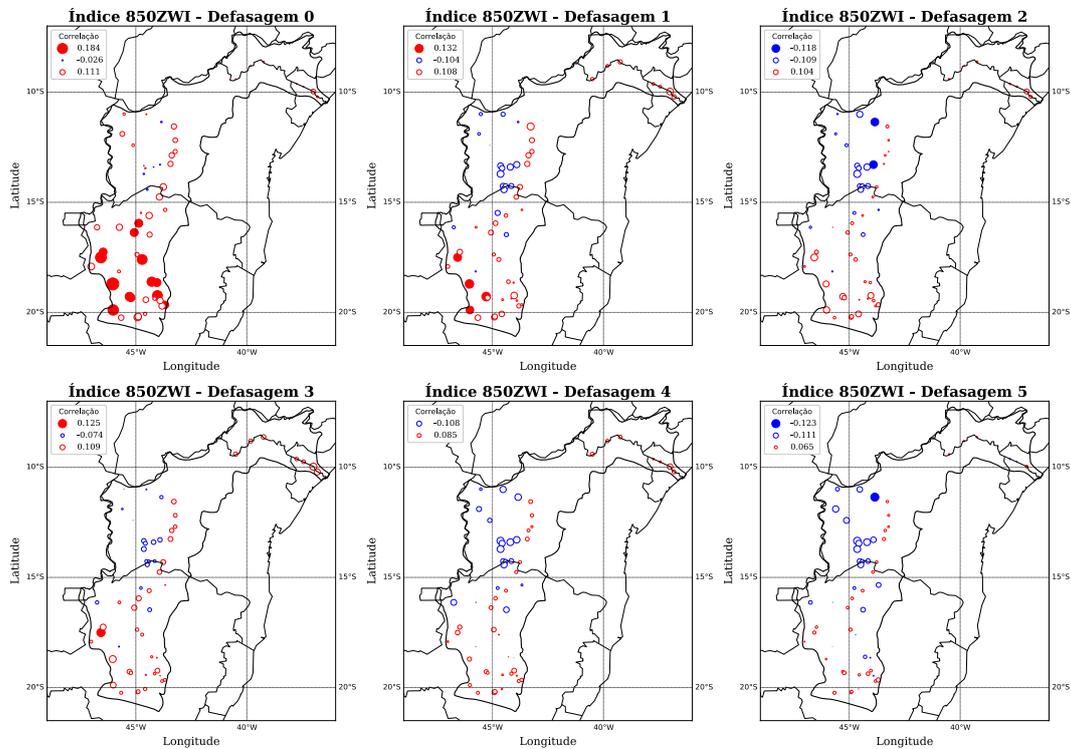


Figura 6.29 – Correlação entre o índice 850ZWI e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

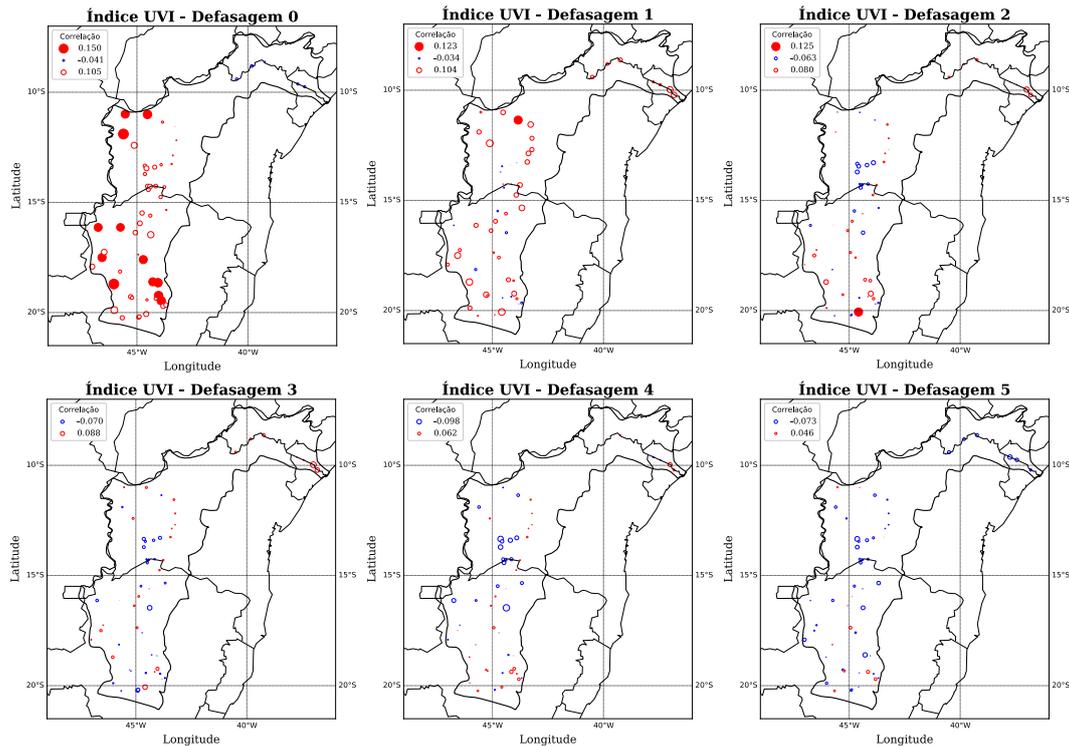


Figura 6.30 – Correlação entre o índice UVI e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

• Índices de Temperatura

Na Figura 6.31 é mostrada a correlação entre o índice do Dipolo e as séries de vazão mensal da bacia dos rios São Francisco para diferentes defasagens. Observa-se que para todos os casos, os valores de correlação obtidos são muito baixos, e ao mesmo tempo, não são estatisticamente significativos. Em geral, as séries localizadas nas regiões do Alto e Médio São Francisco apresentam correlações positivas com o índice; já nas regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco, as séries apresentam valores de correlação negativos.

Em relação ao índice do Contraste, a Figura 6.32 apresenta os valores da correlação do índice e as séries de vazão mensal para diferentes defasagens. É possível observar que em geral, para todas as defasagens, a região do Alto São Francisco exibe valores de correlação positivos, e as regiões do Médio São Francisco e Baixo São Francisco, correlações negativas. Mesmo com valores baixos de correlação, as maiores correlações negativas e estatisticamente significativas são observadas para as defasagens a partir de 3 meses nas séries da região do Médio São Francisco, alcançando valores de -0.16 . Esse comportamento indica que o contraste entre a temperatura superficial e oceânica pode influenciar o comportamento da vazão mensal até depois de 3 meses de maneira inversa, isto é, quando o índice aumenta (menor diferença entre a temperatura do oceano e o continente) a vazão diminui e vice-versa.

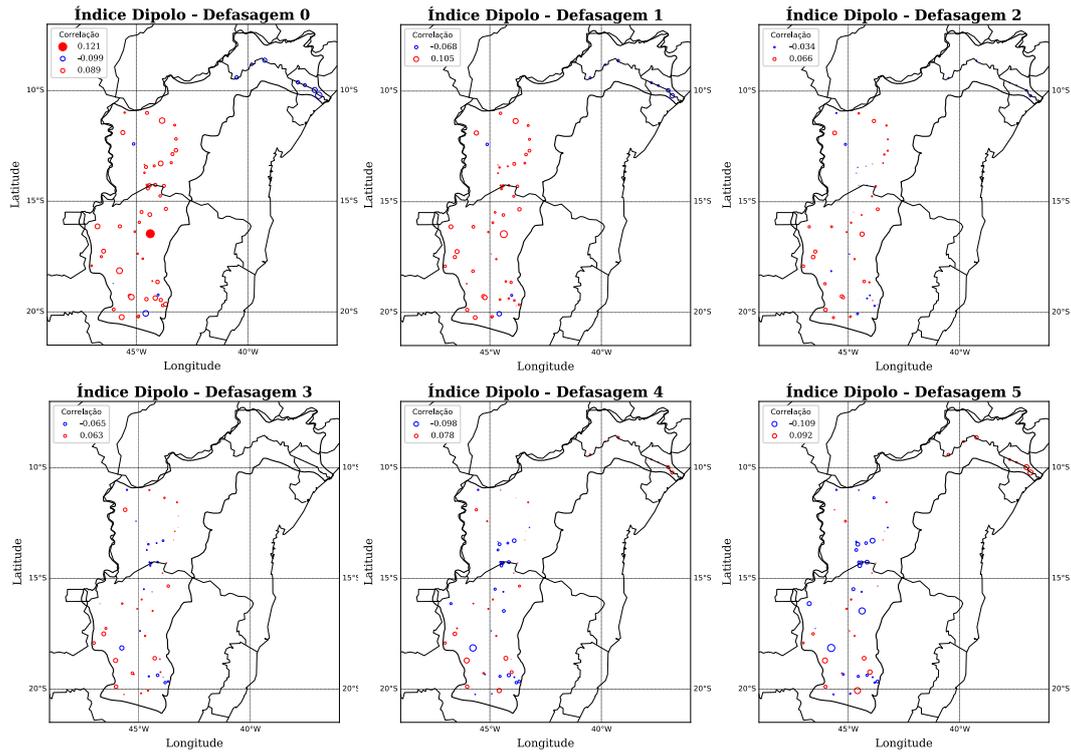


Figura 6.31 – Correlação entre o índice do Dipolo e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

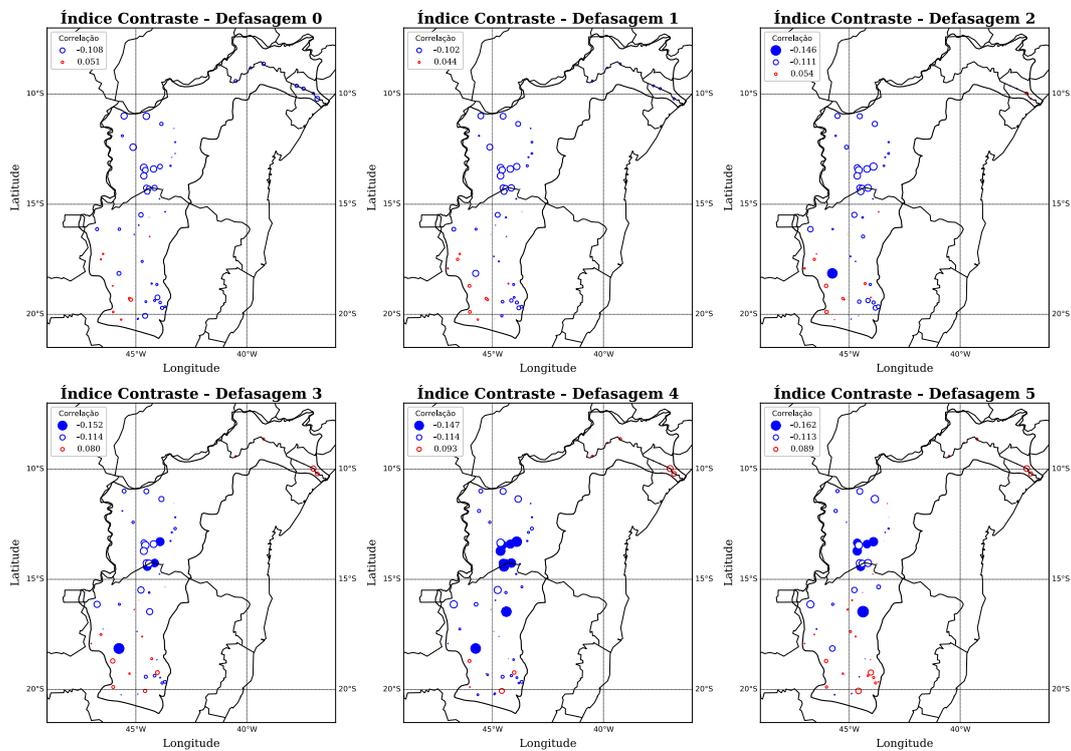


Figura 6.32 – Correlação entre o índice do Contraste e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

- **Índices de Pressão**

Na Figura 6.33 é mostrada a correlação entre o índice da Intensidade do centro do SAS e as séries de vazão mensal na bacia do rio São Francisco para diferentes defasagens. Observa-se que até 2 meses de defasagem o comportamento é similar, mostrando correlações positivas nas regiões do Alto e Médio São Francisco, e correlações negativas nas regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco. Já para defasagens maiores a 2 meses as regiões que apresentaram correlações positivas começam a mostrar correlações negativas, porém, com valores muito baixos que não são estatisticamente significativos. No caso da defasagem de 1 mês, os valores de correlação máximos observados são de 0.12 e -0.13 , no entanto, a maioria dos valores obtidos também não são estatisticamente significativos. O padrão de comportamento da correlação indica que quando o centro do SAS é mais intenso, nas regiões do Alto e Médio São Francisco a vazão pode experimentar um aumento, enquanto nas regiões do Sub-médio e Baixo São Francisco a vazão pode diminuir. Isso poderia ser explicado devido a que a presença do SAS está relacionada com águas superficiais mais frias, o que desfavorece o estabelecimento da ZCAS na região sul do Atlântico Tropical.

Já para o caso do índice da Latitude, a Figura 6.34 mostra os valores da correlação entre o índice e as séries de vazão mensal na bacia para diferentes defasagens. Observa-se que em todos os casos, o padrão geral da bacia é mostrar correlações positivas, alcançando valores de até 0.14, o que indica que quando o valor do índice aumenta (centro do SAS localizado mais para o norte), a vazão da bacia também aumenta e vice-versa. No entanto, os valores de correlação obtidos são baixos e não são estatisticamente significativos na maioria dos casos.

Finalmente, a Figura 6.35 apresenta as correlações entre o índice da Longitude a as séries de vazão mensal para diferentes defasagens. A figura mostra um comportamento mais variável para cada defasagem analisada em comparação com o comportamento observado nos outros índices. Observa-se que para a defasagem de 1 mês, quase todas as séries apresentam valores de correlação negativos, a exceção de algumas estações localizadas na região sul da bacia, o que indicaria que quando o índice aumenta (centro do SAS localizado mais para o leste), a vazão poderia diminuir e vice-versa. Já para a defasagem de 2 meses, grande parte das estações mostram correlações positivas, indicando que a posição do centro do SAS mais para o oeste poderia influenciar uma diminuição na vazão e no caso contrario, com o centro do SAS mais para o leste, um aumento na vazão. Porém, os valores da correlação obtidos são muito baixos e em nenhum dos casos analisados, foram obtidas correlações estatisticamente significativas, e portanto, as relações entre o índice da Longitude com a vazão devem ser analisadas com maior atenção.

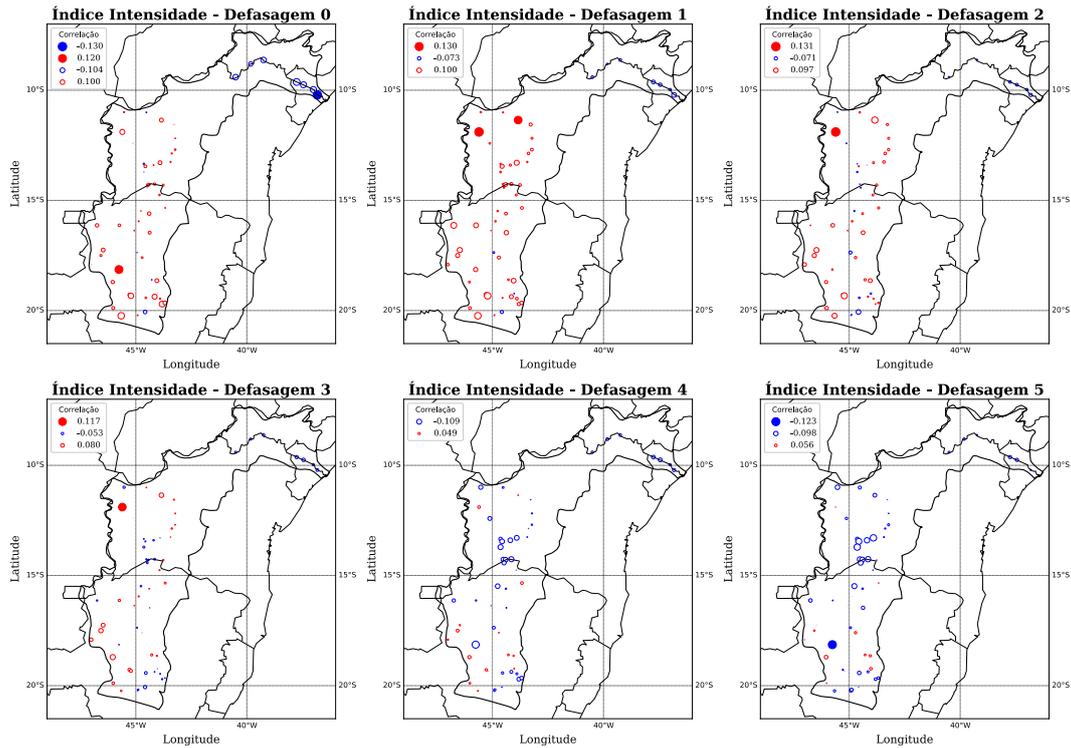


Figura 6.33 – Correlação entre o índice da Intensidade e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

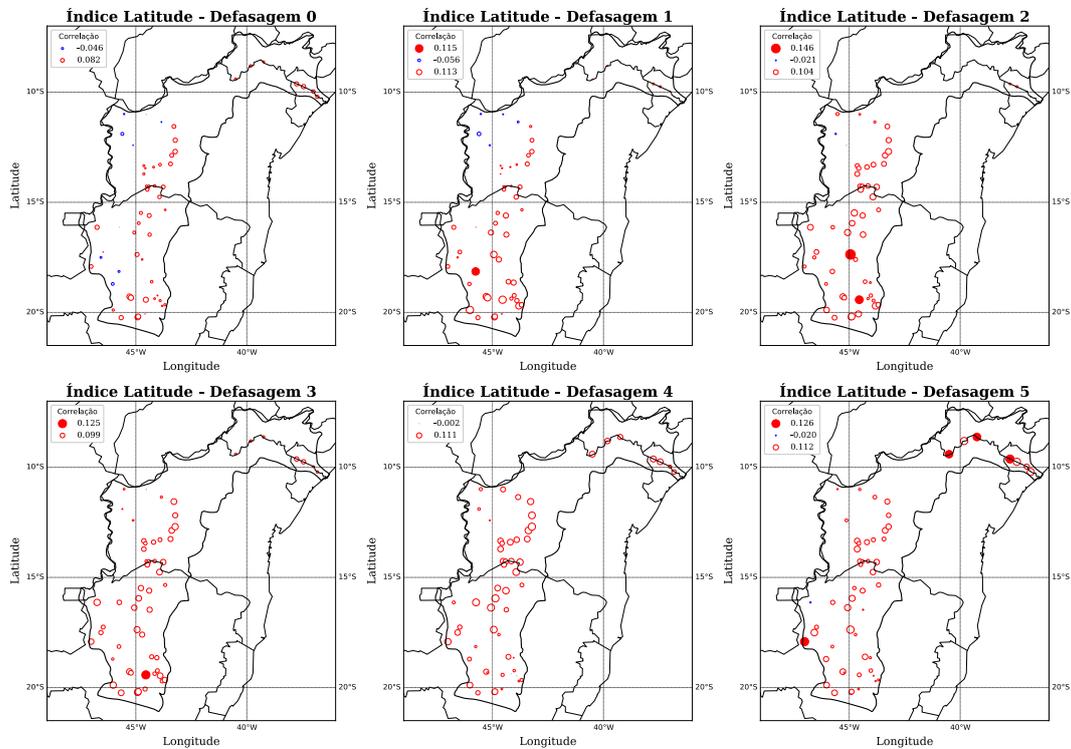


Figura 6.34 – Correlação entre o índice da Latitude e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

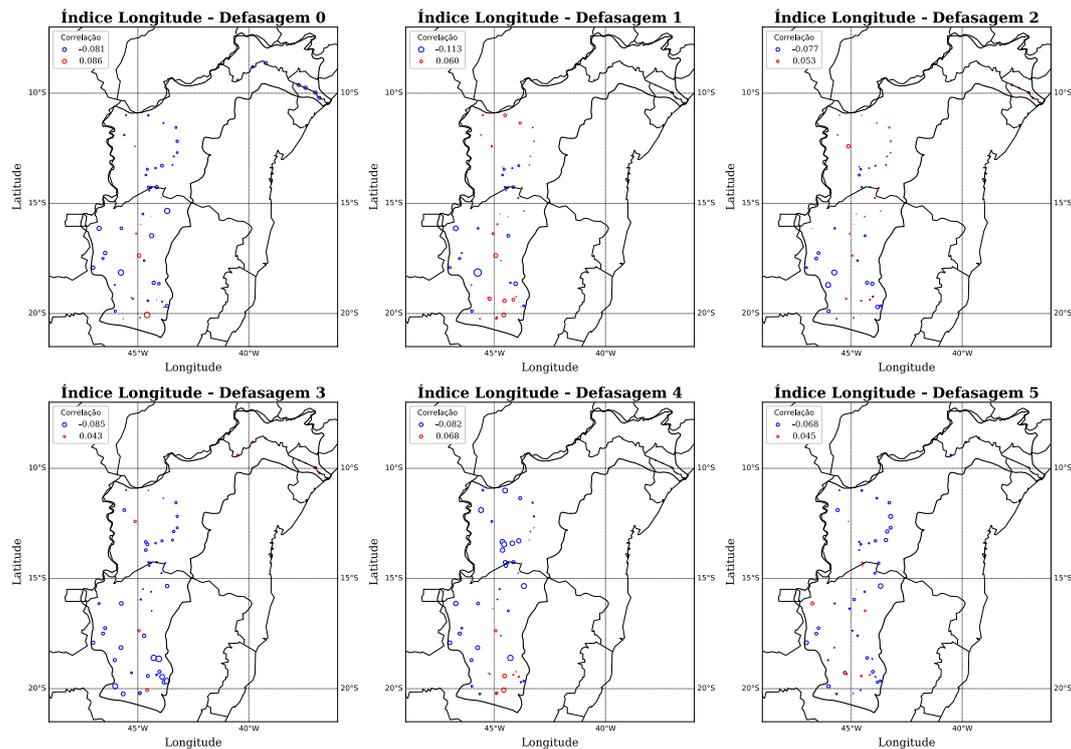


Figura 6.35 – Correlação entre o índice da Longitude e o regime de vazão mensal na bacia do rio São Francisco. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

Com base nos resultados obtidos para todas as categorias dos índices analisados, é possível concluir que os índices que parecem ter maior influência na variação mensal do regime de vazão corresponde aos índices MWSI, 850ZWI, UVI e o índice do Contraste. Para os outros índices, os valores da correlação obtidos são muito baixos e na maioria dos casos, os valores não eram estatisticamente significativos. No caso dos índices de vento, os resultados mostram que o campo de vento de baixo nível (850 hPa) é de grande importância para o regime de vazão, já que quando os ventos meridionais são do norte (índice MWSI positivo) e convergem com os vento de oeste (índice 850ZWI negativo), que foram previamente desviados pela cordilheira dos Andes, fazem parte do JAB proveniente da bacia Amazônica (índice UVI negativo), favorecendo o transporte de umidade para a bacia e alimentando a ZCAS e, portanto, favorecendo o desenvolvimento do regime de precipitação e consequentemente, de vazão.

6.5.2 - Regime de Vazão Máxima Anual

A relação dos índices climáticos com o regime de vazão máxima anual é analisada com base no coeficiente de correlação entre as séries dos índices separadas por meses, de setembro a janeiro, e as séries de vazão máxima. Isto, considerando que na maioria das estações, a vazão

máxima anual se apresenta no mês de fevereiro. Assim, se analisa como a vazão máxima é influenciada dependendo da configuração dos sistemas climáticos em cada mês antes do pico máximo de vazão.

A Figura 6.36 mostra as correlações dos índices climáticas no mês de setembro com as séries de vazão máxima na bacia do Rio São Francisco. Observa-se que para a maioria dos índices, as correlações mostradas não são estatisticamente significativas. No entanto, no caso dos índices do Contraste e da Intensidade do centro do SAS, são observadas correlações negativas, alcançando valores até -0.5 nas regiões do Médio, Sub-médio e Baixo São Francisco para o índice do Contraste; e do Médio São Francisco para o índice da Intensidade. No mês de setembro, o índice do Contraste caracteriza-se por ter um valor positivo, o que indica que a temperatura no continente é maior do que a temperatura na região ATS do oceano Atlântico. Esse comportamento indica que quando o índice alcança valores maiores que o valor médio do mês de setembro, isto é, a diferença entre as temperaturas é maior, sendo mais quente o continente que o oceano, a vazão máxima tende a diminuir, e vice-versa.

Já no caso do índice da Intensidade, durante o mês de setembro o centro do SAS se caracteriza por estar em um período de transição, no qual a intensidade começa a diminuir depois de ter atingido o valor máximo durante o inverno. Porém, durante esse mês, ainda são observados valores altos de pressão, próximos de 1024 hPa. Esse comportamento indica que quando a intensidade do SAS aumenta por encima do valor médio do mês, a vazão máxima tende a diminuir, e vice-versa. Esse comportamento é coerente com os efeitos do SAS sobre o regime de precipitação na bacia, considerando que quando a intensidade é maior, existe uma subsidência mais intensa, que pode bloquear a entrada de frentes frias que poderiam aumentar a precipitação, e conseqüentemente, a vazão da bacia.

Analogamente, a Figura 6.37 mostra as correlações dos índices com a vazão máxima no mês de outubro. Consistentemente com os resultados observados no mês de setembro, o índice do Contraste mostra um aumento nas correlações negativas, alcançando valores de até -0.67. Isso, considerando que durante esse mês, o índice alcança seu valor máximo positivo, no qual, a diferença entre as temperaturas continentais e oceânicas é maior, sendo mais alta a temperatura do continente. Adicionalmente, observa-se que os índices do Dipolo e ZWSI ganham certa importância nas regiões do Médio e Alto São Francisco respectivamente, mostrando valores de correlação negativos estatisticamente significativos. No mês de outubro, o índice do Dipolo encontra-se em um período de transição, no qual, começa a diminuir depois de ter atingido seu valor máximo positivo no mês de setembro; no entanto, durante esse mês, a temperatura na região ATN é maior que na região ATS. A correlação negativa com esse índice indica que quando essa diferença de TSM dessas regiões é maior do que o valor médio do mês, sendo mais quente a região ATN, a vazão máxima anual no Médio São Francisco tende a diminuir; isso considerando que nesse cenário, a ZCIT está mais deslocada para o norte.

Com relação ao índice ZWSI, no mês de outubro o valor do índice é positivo, no entanto, não é máximo. Os valores positivos indicam fluxos de leste nos baixos níveis e fluxos de oeste nos altos níveis. Os valores de correlação negativa indicam que quando o valor do índice aumenta por encima do valor médio do mês, a vazão máxima tende a diminuir e vice-versa, o que é coerente com o comportamento típico do SAMS, já que historicamente, a inversão da direção do vento zonal (de leste para oeste) é observado na transição de outubro para novembro, e portanto, não se observa um transporte de umidade significativa que possa influenciar o regime de precipitação e consequentemente, de vazão.

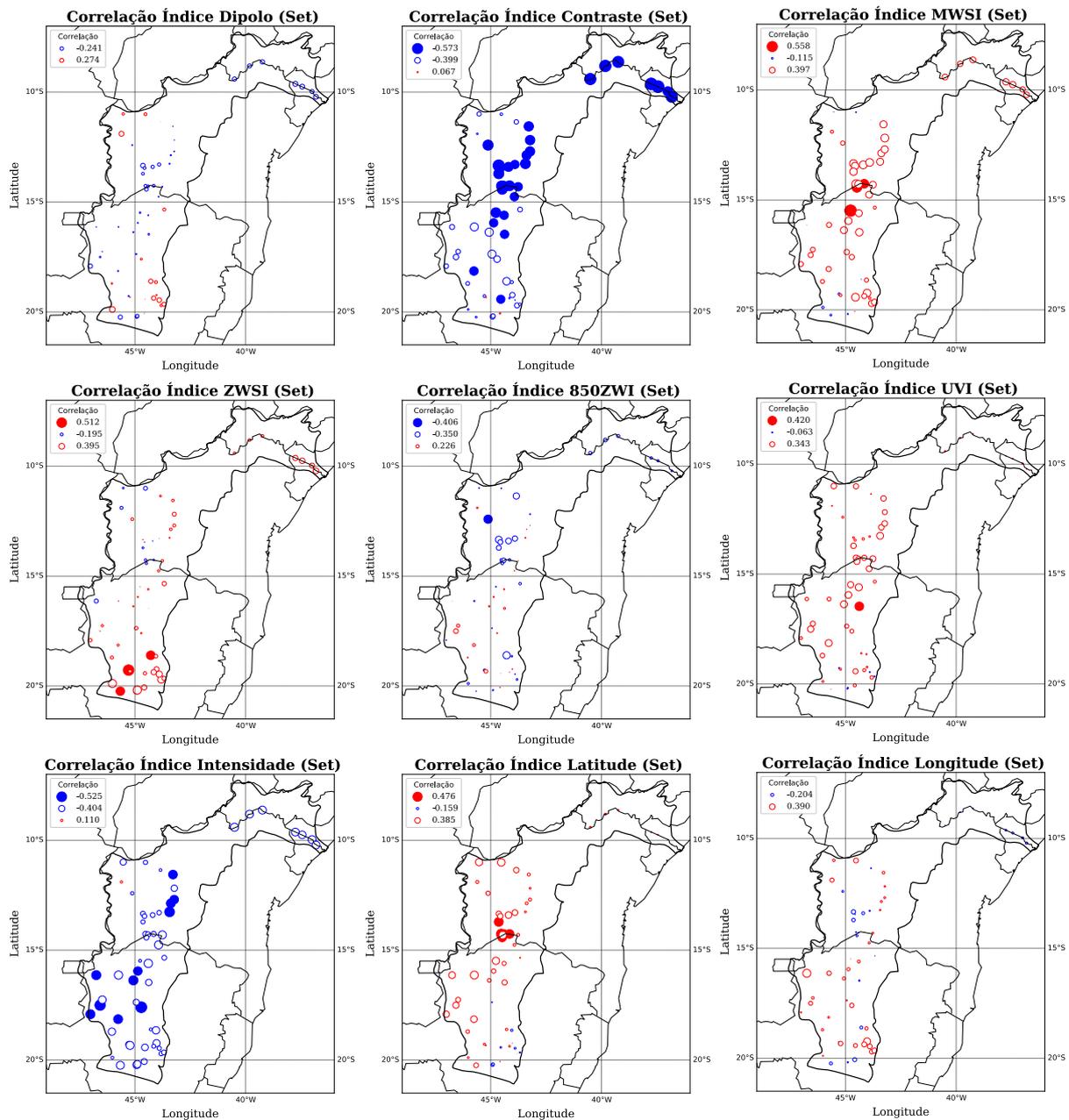


Figura 6.36 – Correlação entre os índices climáticos do mês de setembro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

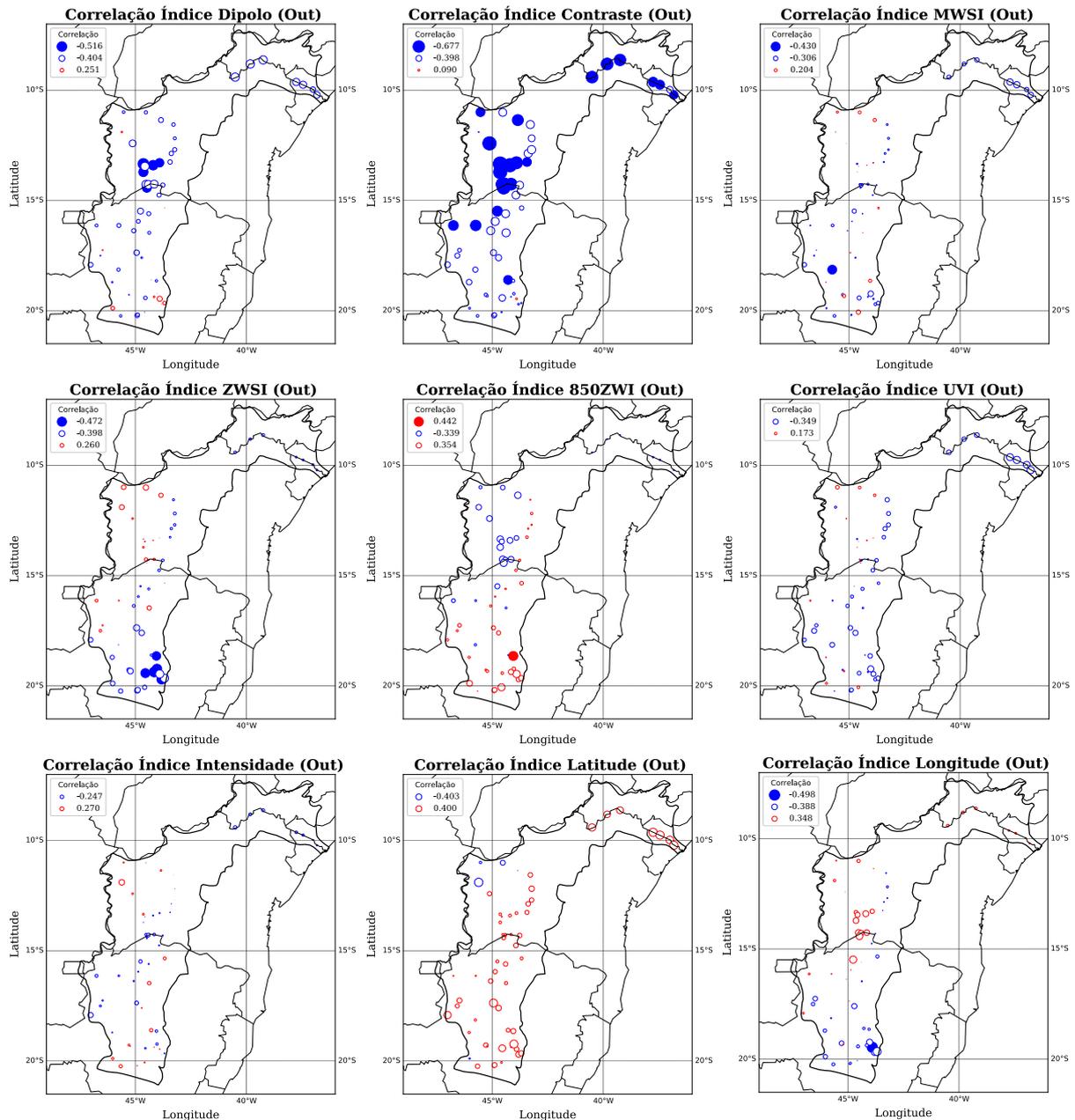


Figura 6.37 – Correlação entre os índices climáticos do mês de outubro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

A Figura 6.38 apresenta os valores da correlação dos índices climáticos e a vazão máxima anual no mês de novembro. Observa-se que o índice do Contraste perde influência sobre a bacia, mostrando correlações importantes só na região do Médio São Francisco. No entanto, os índices de 850ZWI e da Longitude ganham importância nas regiões do Médio e Alto São Francisco respectivamente. No caso do índice 850ZWI, os valores de correlação são negativos, alcançando valores de até -0.59 . Durante o mês de novembro, o vento zonal experimenta uma mudança na direção, de leste para oeste.

No caso do índice da Longitude, a correlação com a vazão máxima é positiva, com valor máximo de 0.5. No mês de novembro, o SAS se caracteriza por atingir uma posição mais para o leste do oceano Atlântico, isto é, mais longo do continente sul-americano. Esse comportamento indica que quando o valor do índice é maior que o valor médio do mês (posição mais ao leste), a vazão máxima anual tende a aumentar, e quando o índice é menor do que o valor médio do mês (posição mais ao oeste), a vazão máxima tende a diminuir.

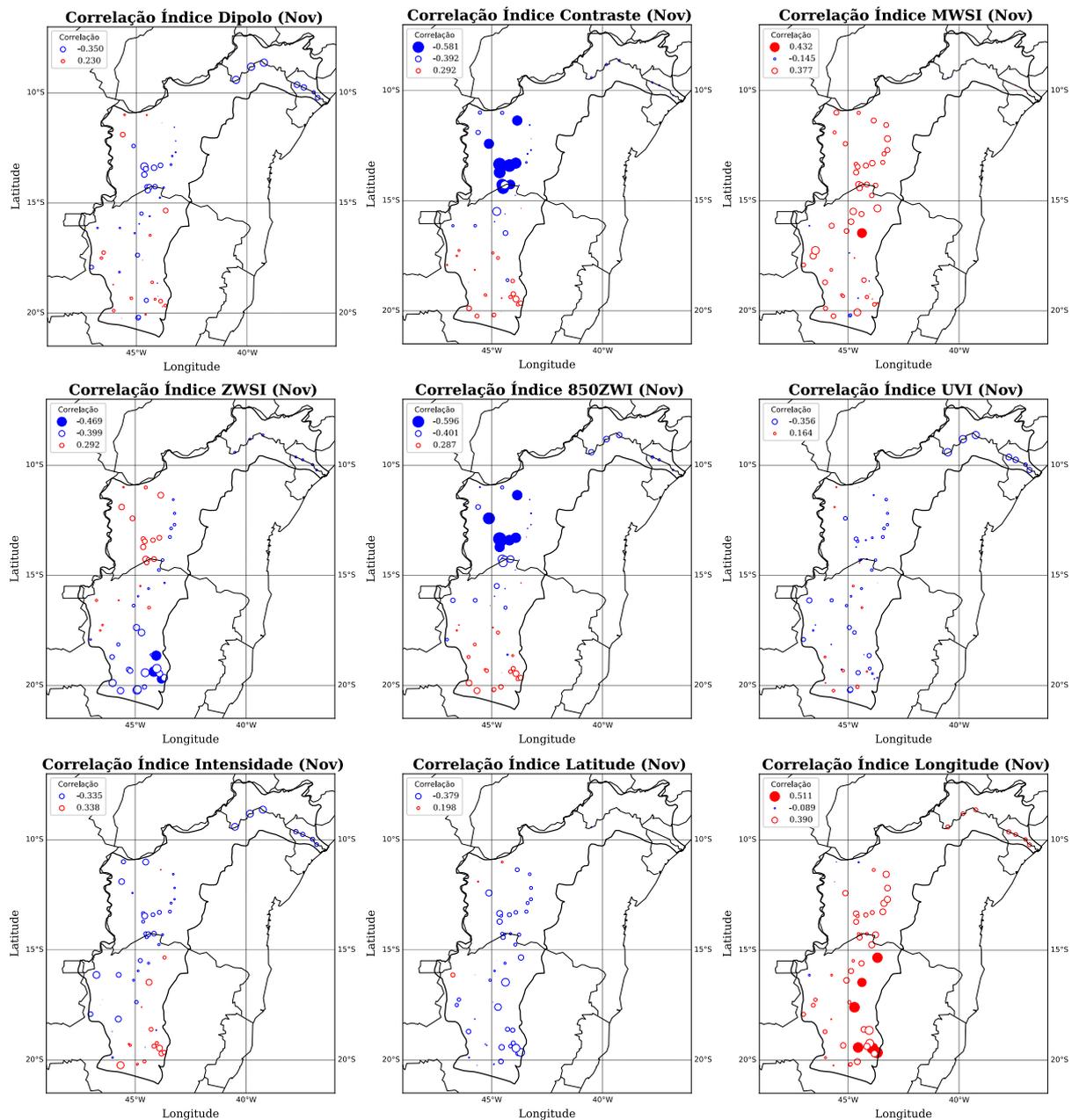


Figura 6.38 – Correlação entre os índices climáticos do mês de novembro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

Para o mês de dezembro, a Figura 6.39 mostra as correlações dos índices climáticos com a vazão máxima anual. Observa-se que ao igual que no mês de setembro, os índices do Contraste e da Intensidade mostram valores de correlação negativa, com valores superiores a -0.5 em algumas das sub-regiões da bacia. Observa-se também que os índices MWSI e UVI também apresentaram valores de correlação negativos na região do Alto São Francisco.

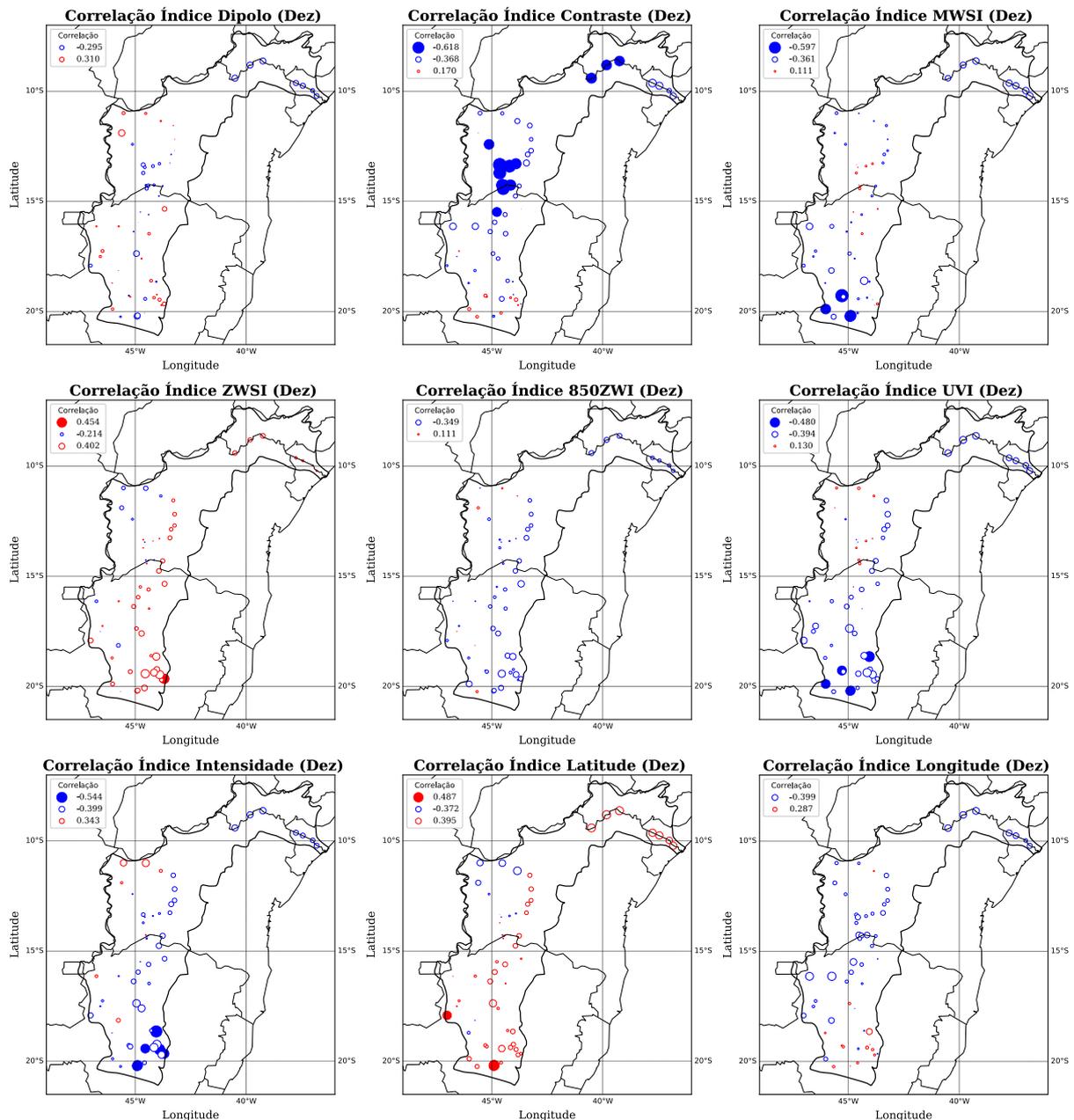


Figura 6.39 – Correlação entre os índices climáticos do mês de dezembro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

Finalmente, para o mês de janeiro, a Figura 6.40 mostra um papel mais importante dos índices MWSI e UVI, particularmente na região do Alto São Francisco, já que são apresentados valores de correlação positivos em quase todas as estações da região, com valores maiores a 0.55 no primeiro caso, e valores maiores a 0.7 no segundo caso. Esse padrão de comportamento mostrado pelas correlações dos índices indicam que a configuração do vento de baixo nível no mês de janeiro, tanto na componente zonal quanto meridional, tem uma grande influência sobre a vazão máxima anual da região. Quando os valores dos índices são maiores (positivos) que os valores médios do mês, a vazão máxima anual tende a aumentar e vice-versa.

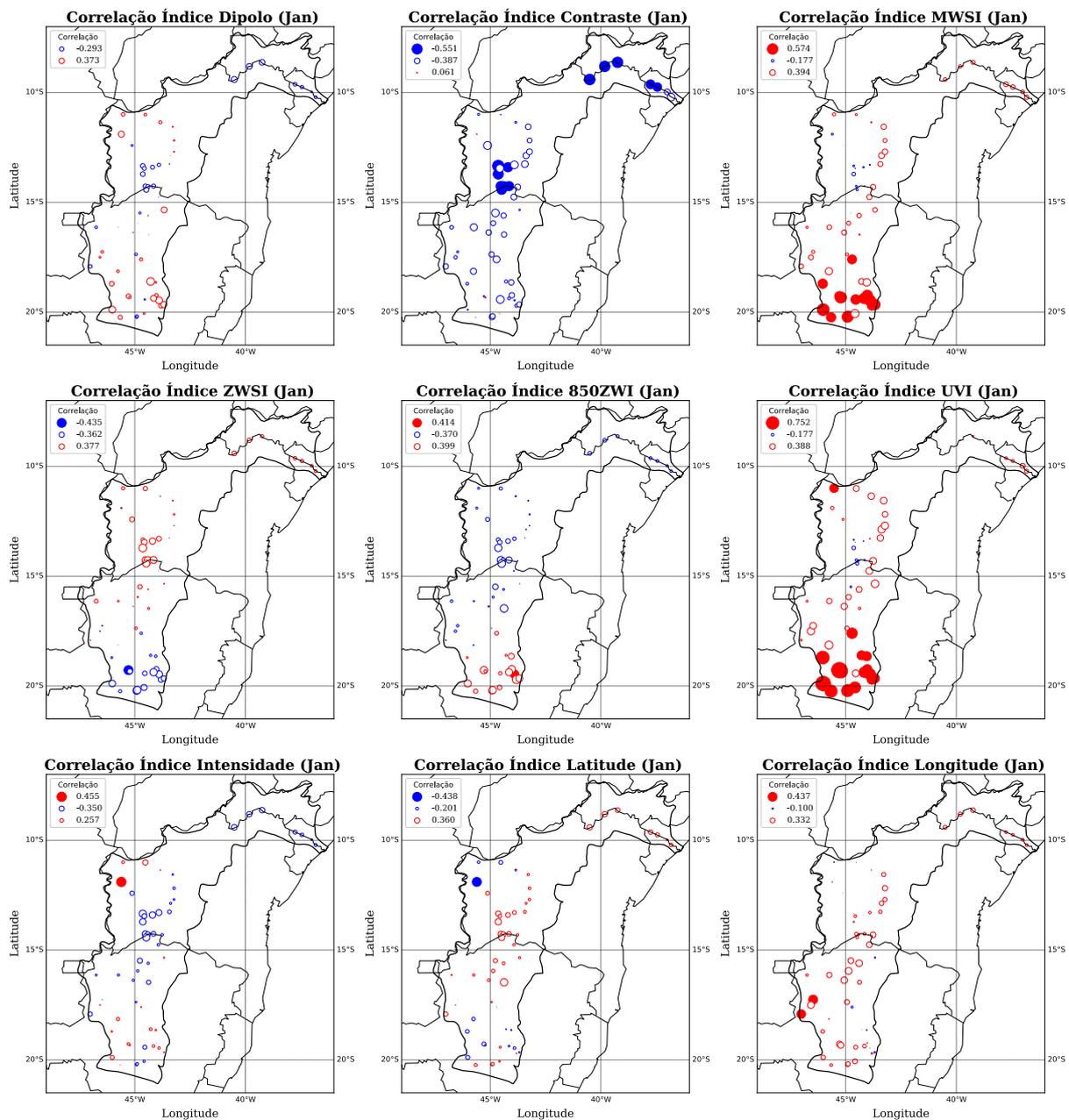


Figura 6.40 – Correlação entre os índices climáticos do mês de janeiro e a vazão máxima anual. Círculos sólidos indicam correlações que são estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

Em geral, observa-se que para todos os meses antecedentes ao pico de vazão máxima na bacia, são observadas fortes correlações negativas e significativas entre o índice do contraste e o regime de vazão, com valores maiores a -0.4 em quase todos os casos. A correlação negativa observada indica que quando o índice do Contraste aumenta, isto é, temperaturas continentais maiores que as temperaturas oceânicas, é observada uma diminuição da vazão ao longo da bacia, e vice versa. Esse comportamento, poderia ser melhor explicado quando é considerado o efeito do gradiente de pressão horizontal gerado pelo gradiente térmico entre o oceano e o continente. Durante o período da primavera e o verão, quando o continente encontra-se mais quente que o oceano, a atmosfera se expande devido ao aquecimento superficial, sendo maior em comparação com a coluna atmosférica sobre o oceano. Assim, a força do gradiente de pressão gerado é no sentido do continente para o oceano, resultando na geração de ventos em direção ao oceano, impedindo a entrada de umidade do oceano para o continente, e conseqüentemente, desfavorecendo a chuva e a vazão na região.

7 - VARIABILIDADE DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO FUTURO

7.1 - VARIABILIDADE SAZONAL DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS NO PERÍODO FUTURO

A análise da variabilidade dos índices climáticos no período futuro é realizada em termos da magnitude e a sazonalidade. A sazonalidade dos índices foi analisada para as séries completas (2006-2099) e nos períodos de 30 anos: de 2006 a 2037, 2038 a 2068 e 2069 a 2099, com o objetivo de analisar se há evidências de variação sazonal ao longo do tempo. No entanto, observou-se que não há diferenças significativas em cada período em relação à série completa (Ver Apêndice C). Assim, a análise é restrita ao período 2006-2099. Aclara-se também que todas as análises do período futuro foram realizadas com os índices dos modelos CMIP5 para ambos os cenários de interesse uma vez que foi corrigido o viés.

7.1.1 - Índices de Vento

Na Figura 7.1 é apresentada a variação sazonal dos índices de Vento simulados no período futuro para os cenários analisados. Apesar das diferentes forçantes, os resultados obtidos para o cenário RCP 8.5 não diferem significativamente daqueles obtidos para o cenário RCP 4.5. Em geral, para ambos os cenários, o comportamento dos índices simulados é congruente com o comportamento observado no período histórico, em particular o índice UVI, uma vez que a maioria dos modelos simulam o mesmo ciclo anual com pouca variação da magnitude em comparação com os dados do período histórico. Só alguns modelos amplificam o valor do índice durante o mês de ocorrência do pico máximo, que no período futuro é observado no mês de março (atraso de 2 meses). No caso do índice MWSI, a variabilidade da magnitude dos modelos é maior nos meses em que o índice atinge os valores máximos positivos. Os índices simulados com os modelos MRI-CGCM3, MPI-ESM-LR, CNRM-CM5 e ACCESS1.0 não apresentam variações na magnitude nem no comportamento da sazonalidade, comparadas com o período histórico. Para os outros modelos, os valores máximos positivos são observados nos meses de dezembro a março, sendo estes maiores do que os observados no período histórico (meses de novembro a janeiro). Esses resultados indicam uma possível intensificação do vento meridional nos baixos níveis em sentido polar durante uma temporada maior do ano.

Um comportamento semelhante é observado nos índices 850ZWI e ZWSI, para os quais os

modelos MRI-CGCM3, MPI-ESM-LR, CNRM-CM5 e ACCESS1.0 não apresentam variações em comparação com a sazonalidade do período histórico. No índice 850ZWI, para todos os modelos, observa-se que a mudança na direção do vento continua acontecendo entre os meses de novembro e dezembro. Assim, não se observa, para o período futuro, possíveis mudanças na época de início da estação chuvosa. No entanto, o período no qual são observados ventos positivos (de oeste) é estendido até o mês de abril, sendo estes de maiores magnitudes em comparação com o período histórico, indicando uma intensificação da componente zonal nos baixos níveis. Já para o ZWSI, os modelos simulam valores positivos maiores do que os observados no período histórico nos meses de junho a novembro, e valores negativos menores nos meses de dezembro a maio, com pico no mês de março. Particularmente, o modelo Nor-ESM1-M apresenta inconsistências na simulação do vento meridional a 850 hPa no cenário RCP 4.5, portanto, os resultados obtidos para os índices MWSI e UVI nesse cenário não são significativos e foram retirados das análises.

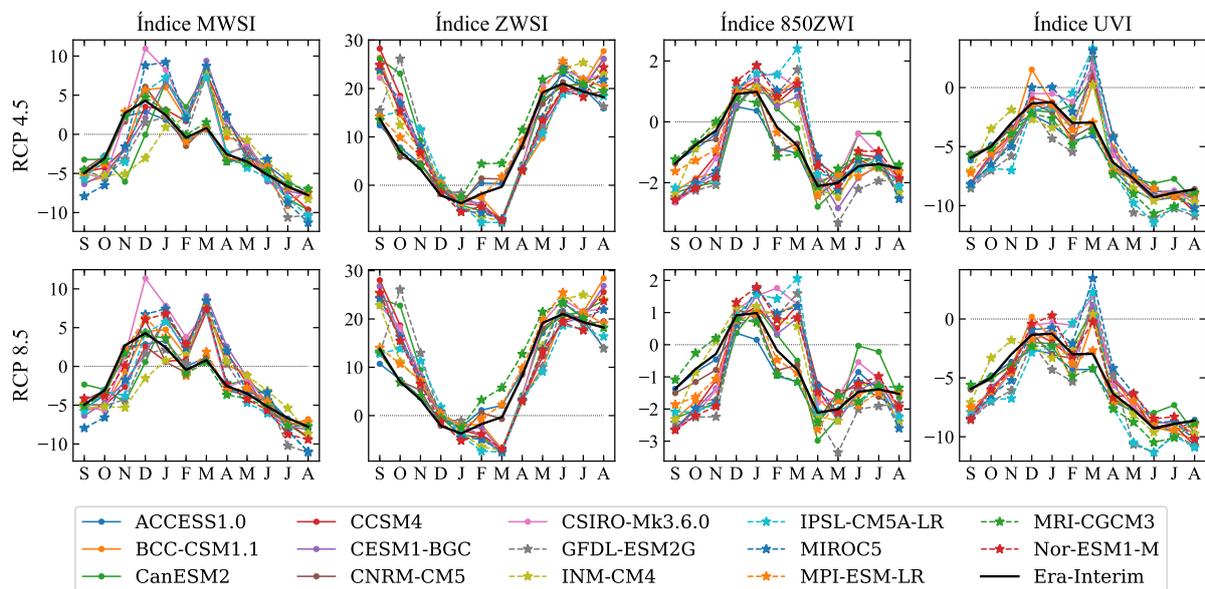


Figura 7.1 – Sazonalidade dos índices de vento no período futuro para os cenários RCP 4.5 (painel superior) e RCP 8.5 (painel inferior).

7.1.2 - Índices de Temperatura

Na Figura 7.2 é mostrada a sazonalidade dos índices da temperatura simulados com os dados dos modelos do CMIP5 no período futuro, para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5. Para os dois cenários, o índice do Dipolo tem um comportamento semelhante. Os modelos ACCESS1.0, CCSM4, CESM1-BGC, CNRM-CM5, MPI-ESM-LR e Nor-ESM1-M apresetam as menores diferenças em relação aos dados observados, indicando que para o clima futuro, a TSM do oceano Atlântico tropical teria variações mínimas em relação ao período histórico. No entanto, os modelos BCC-CSM1.1, Can-ESM2, CSIRO-Mk3.6.0, INM-CM4, IPSL-CM5A-LR e

MIROC5 diferem desses resultados. Nesses modelos, o índice do Dipolo tem uma intensificação positiva da magnitude sazonal durante o verão e a primavera austral, e uma intensificação negativa da magnitude sazonal durante o inverno e o outono austral. Ao mesmo tempo, o valor mínimo do índice do Dipolo continua acontecendo no mês de março, enquanto que o valor máximo é observado no mês de outubro, um mês depois em comparação com o índice do período histórico. Esse padrão parece indicar um deslocamento temporal da sazonalidade do fenômeno do Dipolo, uma vez que a fase negativa do Dipolo começa em fevereiro e termina em maio aproximadamente.

Para o índice do Contraste, quase todos os modelos apresentam o mesmo comportamento. No mês de outubro, quando o índice atinge o valor pico, todos os modelos, exceto pelo modelo MPI-ESM-LR, mostram um aumento no valor máximo, indicando um possível aquecimento da superfície continental. Quando a temperatura superficial do oceano é maior, quase todos os modelos, com exceção dos modelos Can-ESM2, CNRM-CM5 e MRI-CGCM3, mostram valores mais negativos, com um atraso de um mês em relação com os dados observados no período histórico. Em geral, quase o ano todo, a magnitude dos índices simulados é maior em comparação aos dados observados, no entanto, o índice continua sendo negativo, o que indica que os modelos simulam uma condição mais quente da superfície oceânica. As maiores diferenças são observadas no cenário RCP 8.5, porém, são mínimas em relação ao outro cenário.

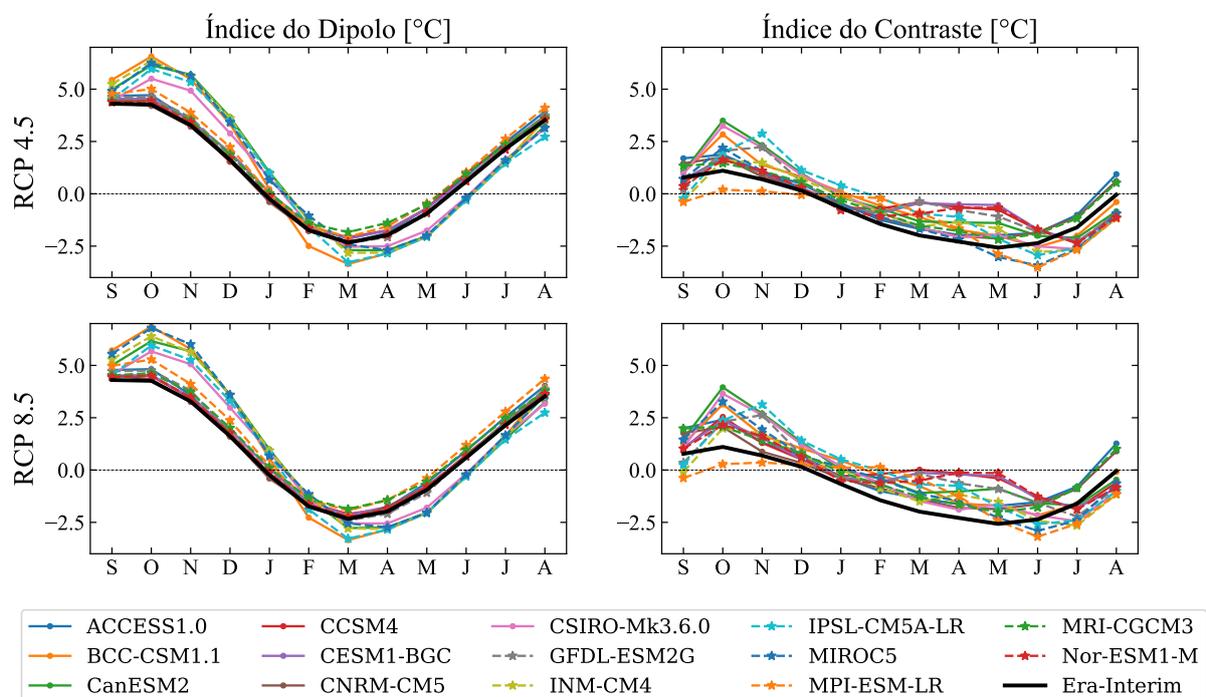


Figura 7.2 – Sazonalidade dos índices de Temperatura no período futuro para os cenários RCP 4.5 (painel superior) e RCP 8.5 (painel inferior).

7.1.3 - Índices de Pressão

A variação sazonal dos índices da Pressão no período futuro para os dois cenários RCP analisados é mostrada na Figura 7.3. Em geral, para todos os índices, nenhuma alteração é observada no comportamento do ciclo anual. Para o índice da Intensidade, as maiores diferenças são observadas nos meses nos que o centro do SAS é mais fraco. Para o cenários RCP 4.5, observa-se um comportamento mais variável nas simulações dos modelos, uma vez que alguns modelos mostram uma diminuição da intensidade do SAS, e os outros mostram um aumento. Para o cenário RCP 8.5, o padrão comum para todos os modelos é um aumento na magnitude sazonal do índice em todo o ano, especialmente nos meses de janeiro a maio. No caso do índice da Latitude, ambos os cenários concordam em um deslocamento do centro do SAS para o sul durante todo o ano, especialmente no período de fevereiro a abril. Esse comportamento é observado mais claramente no cenário RCP 8.5, onde as diferenças são mais pronunciadas em comparação com o cenário RCP 4.5.

Para o índice da Longitude é observado um comportamento mais variável para ambos os cenários. De setembro a abril, as simulações dos modelos mostram um comportamento semelhante ao observado nos dados do período histórico; alguns deles, mostrando uma posição mais para o leste do centro do SAS (aumento positivo do valor do índices), e outros, uma posição mais para o oeste (aumento negativo do valor do índice). No entanto, nos meses de maio a agosto é observada uma maior variabilidade no comportamento sazonal das simulações, particularmente para os modelos CSIRO-Mk3.6.0, GFDL-ESM2G, IPSL-CM5-LR e MIROC5, que mostram as maiores diferenças em relação ao período histórico, com uma posição mais pronunciada do centro do SAS para o oeste no mês de maio (CSIRO-Mk3.6.0) e junho (os outros modelos).

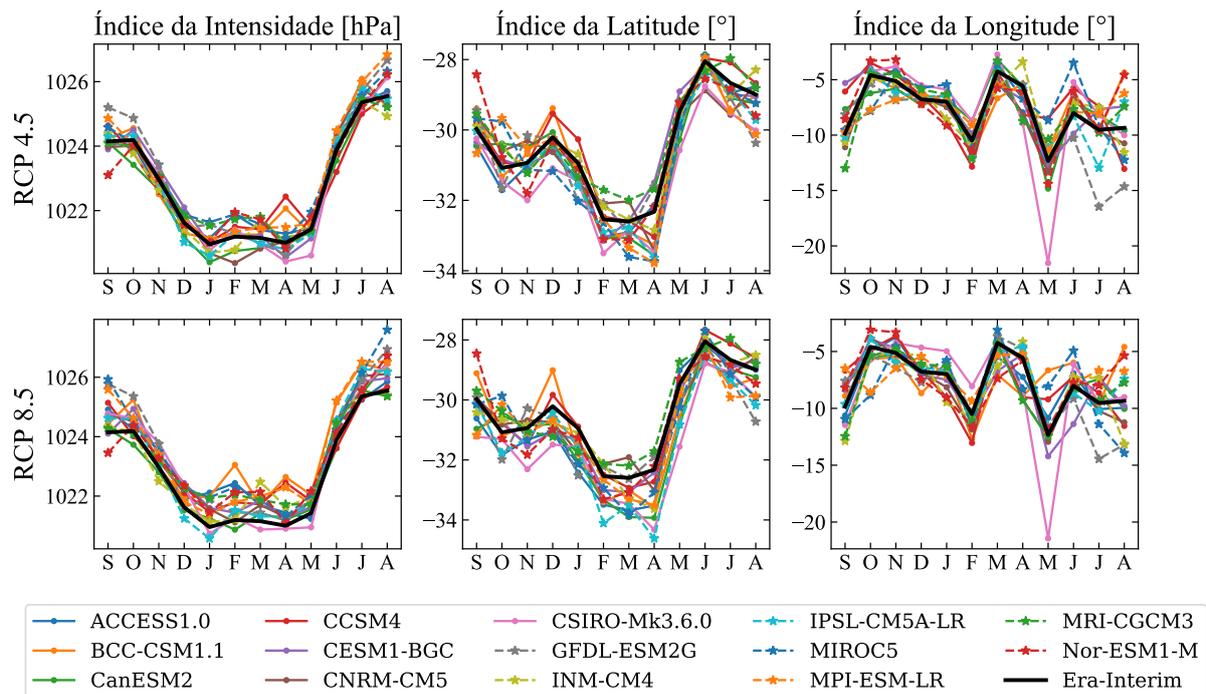


Figura 7.3 – Sazonalidade dos índices de Pressão no período futuro para os cenários RCP 4.5 (painel superior) e RCP 8.5 (painel inferior).

Na Figura 7.4 e Figura 7.5 é mostrada a variação sazonal da posição do centro do SAS, simulada para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 respectivamente, e comparadas com os dados observados no período histórico (linhas pretas). Essa análise permite diferenciar o comportamento de cada modelo por separado. Em geral, para os dois cenários, as maiores diferenças são observadas no sentido latitudinal. No sentido longitudinal, as diferenças observadas são menores, com exceção dos modelos CSIRO-Mk3.6.0, GFDL-ESM2G e CanESM2.

Conforme observado na análise sazonal, quase todos os modelos, exceto pelos modelos GFDL-ESM2G, INM-CM4, e MRI-CGCM3 para o cenário RCP 4.5, e os modelos CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-ESM2G e MRI-CGCM3 para o cenário RCP 8.5, mostram um deslocamento do centro do SAS para o sul nos meses de fevereiro a maio. Mesmo quando os resultados para ambos os cenários são muito semelhantes, a variabilidade da posição central do SAS é um pouco maior no cenário RCP 8.5. Em geral, a região de variabilidade da posição do SAS para o período futuro está entre as latitudes $28^{\circ}S$ e $33^{\circ}S$ aproximadamente para o cenário RCP 4.5; enquanto que para o cenário RCP 8.5, a região de variabilidade está entre as latitudes $27^{\circ}S$ e $35^{\circ}S$.

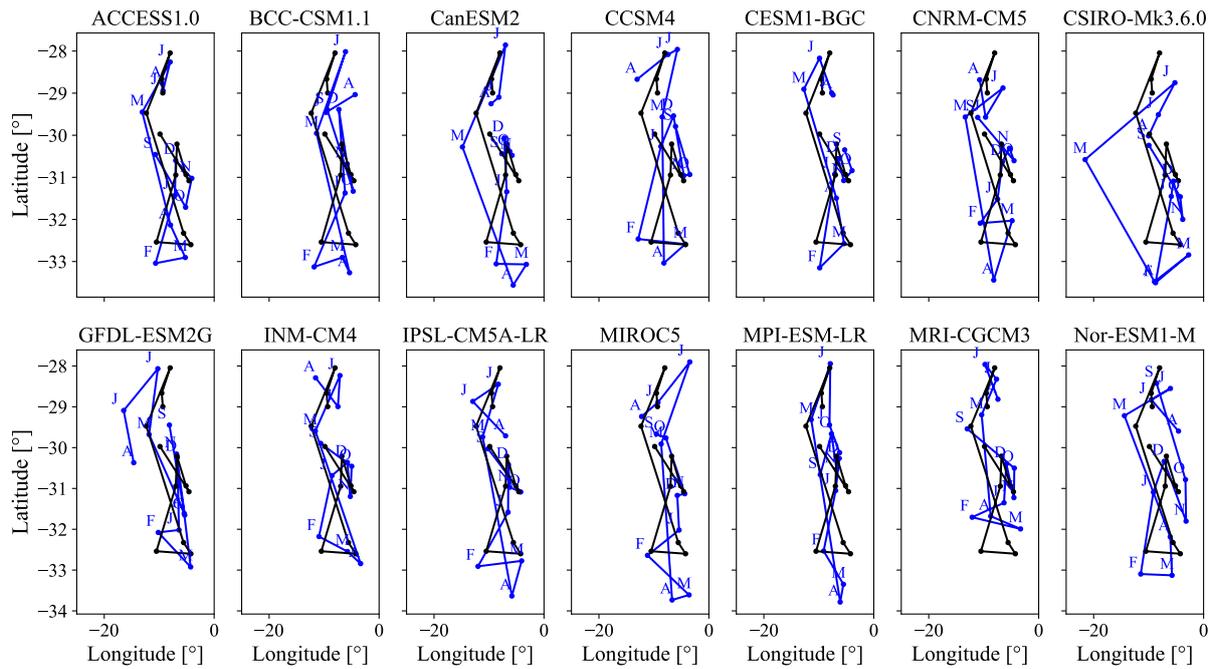


Figura 7.4 – Variação sazonal da posição do centro de máxima pressão com as simulações do cenário RCP 4.5 (linhas azuis) e os dados observados (linas pretas).

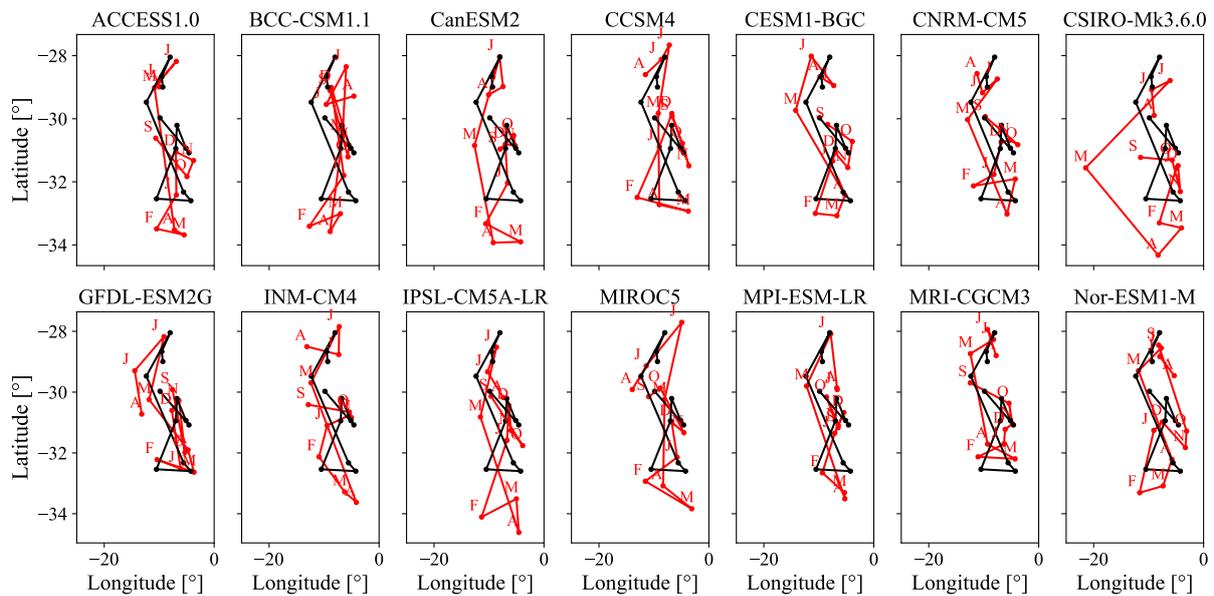


Figura 7.5 – Variação sazonal da posição do centro de máxima pressão com as simulações do cenário RCP 8.5 (linhas vermelhas) e os dados observados (linas pretas).

7.2 - VARIABILIDADE DAS CARACTERÍSTICAS ESTATÍSTICAS DOS ÍNDICES NO PERÍODO FUTURO

Com o objetivo de analisar as variações da distribuição estatística dos índices simulados no período futuro, e comparar o desempenho dos modelos para ambos os cenários analisados, foram calculados os momentos estatísticos das distribuições empíricas dos índices simulados: média (μ), variância (σ^2), coeficiente de assimetria (γ), e coeficiente de curtose (κ). Na Tabela 7.1 são apresentados os momentos estatísticos calculados para os índices de vento no período futuro para ambos os cenários RCP analisados. Em termos gerais, as diferenças observadas entre ambos os cenários são mínimas; no entanto, ao comparar com os índices calculados com os dados observados no período histórico, algumas diferenças, especialmente na magnitude dos índices, podem ser ressaltadas.

Em geral, os modelos mostram um aumento na magnitude dos índices e, portanto, é observado um aumento no valor médio das séries simuladas. Todos os índices apresentam coeficientes de assimetria diferentes de zero, indicando que não seria adequado representar a distribuição dos índices através de uma distribuição normal. No caso dos índices MWSI, 850ZWI e UVI, os coeficientes de assimetria são positivos para todos os modelos. Esse comportamento indica que a maioria dos valores simulados para esses índices estão concentrados no lado esquerdo da distribuição e portanto, tem maior probabilidade de alcançar valores negativos dos índices. No caso do índice ZWSI, os valores do coeficiente de assimetria são menores e em vários casos negativos, mostrando um comportamento menos definido. Em termos da variância, os índices 850ZWI e UVI apresentam menor variabilidade em comparação com outros, sendo o índice ZWSI o que tem maior variabilidade.

Tabela 7.1 – Comparação dos momentos estatísticos dos índices de vento no período futuro.

MODELO	CENÁRIO	MWSI				ZWSI				850ZWI				UVI			
		μ	σ^2	γ	κ	μ	σ^2	γ	κ	μ	σ^2	γ	κ	μ	σ^2	γ	κ
ACCESS1.0	RCP 4.5	-2.18	22.36	0.93	0.89	8.96	95.91	0.17	-0.98	-1.04	1.40	0.32	-0.23	-5.96	10.66	0.26	-0.27
	RCP 8.5	-2.01	24.61	0.90	0.75	8.60	82.38	0.25	-0.91	-1.01	1.28	0.35	0.19	-5.87	9.56	0.22	-0.25
BCC-CSM1.1	RCP 4.5	-1.25	41.46	0.62	-0.30	9.69	149.73	0.18	-1.22	-0.81	2.79	0.57	-0.64	-5.27	17.32	0.67	-0.26
	RCP 8.5	-1.16	38.42	0.76	0.05	10.25	149.95	0.19	-1.17	-0.85	2.61	0.53	-0.65	-5.54	16.22	0.61	-0.20
CanESM2	RCP 4.5	-1.74	37.10	0.62	-0.12	10.61	159.55	-0.12	-1.39	-0.99	2.40	0.47	-0.47	-5.35	15.28	0.87	0.49
	RCP 8.5	-1.42	34.75	0.65	0.09	10.68	156.37	-0.11	-1.33	-0.99	2.41	0.44	-0.46	-5.37	13.68	0.76	0.28
CCSM4	RCP 4.5	-1.51	38.54	0.57	-0.18	10.01	154.89	0.09	-1.27	-0.78	2.61	0.59	-0.48	-5.32	17.20	0.63	0.03
	RCP 8.5	-2.01	32.82	0.54	-0.23	10.09	150.90	0.08	-1.27	-0.80	2.45	0.53	-0.62	-5.40	16.40	0.57	0.09
CESM1-BGC	RCP 4.5	-1.12	43.41	0.73	-0.15	9.48	140.31	0.06	-1.21	-1.12	2.57	0.62	-0.53	-5.39	14.81	0.68	-0.12
	RCP 8.5	-1.25	43.46	0.79	0.13	10.00	144.87	0.07	-1.22	-0.93	2.39	0.64	-0.26	-5.27	15.73	0.69	0.02
CNRM-CM5	RCP 4.5	-1.97	27.45	0.89	1.10	8.75	96.21	0.07	-1.12	-0.90	1.81	0.55	0.10	-5.58	12.70	0.23	-0.40
	RCP 8.5	-2.15	26.62	0.89	1.02	8.81	99.10	0.07	-1.11	-0.98	1.82	0.57	0.44	-5.54	12.05	0.25	-0.45
CSIRO-Mk3.6.0	RCP 4.5	-0.38	49.86	0.65	-0.39	10.55	149.36	-0.11	-1.42	-0.67	3.02	0.61	-0.71	-5.05	18.69	0.61	-0.63
	RCP 8.5	-0.31	49.75	0.61	-0.51	10.54	144.69	-0.10	-1.42	-0.65	3.14	0.52	-0.85	-5.01	19.66	0.54	-0.73
GFDL-ESM2G	RCP 4.5	-2.47	35.16	0.43	-0.11	9.56	144.16	0.13	-1.15	-1.15	3.50	0.80	-0.24	-6.43	20.74	0.77	0.49
	RCP 8.5	-2.55	37.05	0.50	0.00	9.04	132.73	0.18	-1.05	-1.20	3.38	0.78	-0.30	-6.53	20.13	0.83	0.73
INM-CM4	RCP 4.5	-2.14	26.05	0.65	-0.10	9.66	155.07	0.07	-1.31	-0.82	2.41	0.21	-0.92	-5.37	14.42	0.13	-0.83
	RCP 8.5	-2.07	27.55	0.68	-0.03	9.57	153.07	0.08	-1.32	-0.74	2.59	0.22	-0.88	-5.22	14.93	0.15	-0.73
IPSL-CM5A-LR	RCP 4.5	-1.71	41.92	0.60	-0.34	7.79	111.11	-0.17	-1.20	-0.66	3.68	0.68	-0.59	-5.99	26.11	0.85	0.23
	RCP 8.5	-2.11	39.81	0.55	-0.31	7.17	100.17	-0.11	-1.06	-0.80	3.50	0.72	-0.49	-6.26	24.24	0.91	0.45
MIROC5	RCP 4.5	-0.96	60.75	0.60	-0.38	9.49	150.71	0.02	-1.27	-0.81	2.98	0.60	-0.74	-4.83	21.09	0.76	-0.03
	RCP 8.5	-1.26	53.51	0.62	-0.19	9.59	145.04	0.04	-1.21	-0.86	2.90	0.62	-0.66	-4.89	19.86	0.80	0.34
MPI-ESM-LR	RCP 4.5	-1.88	26.88	0.77	0.37	10.25	111.01	0.07	-0.91	-1.01	1.91	0.87	1.16	-5.64	12.43	0.48	-0.20
	RCP 8.5	-1.75	30.30	0.78	0.36	10.64	103.35	0.03	-0.86	-1.12	1.84	0.66	0.83	-5.75	12.09	0.54	-0.25
MRI-CGCM3	RCP 4.5	-1.83	26.64	0.83	0.59	10.64	101.17	0.21	-0.98	-0.86	1.45	0.38	-0.18	-6.16	13.10	0.04	-0.60
	RCP 8.5	-2.32	29.41	0.90	0.76	10.46	97.23	0.14	-1.01	-0.84	1.70	0.27	-0.16	-6.16	13.05	0.27	-0.30
Nor-ESM1-M	RCP 4.5																
	RCP 8.5	-1.26	43.93	0.63	-0.20	8.93	139.60	0.05	-1.16	-0.82	2.95	0.45	-1.01	-5.20	16.25	0.55	-0.60

Na Tabela 7.2 são mostrados os momentos estatísticos dos índices de temperatura no período futuro. Em geral, observou-se um aumento na magnitude dos índices, especialmente no índice do Contraste. Observa-se que o valor médio do índice do Dipolo é positivo em todos modelos em ambos os cenários analisados, indicando que em média, a TSM na região ATN será maior do que a TSM na região ATS. Enquanto ao índice do Contraste, as médias são negativas para todos os modelos. Para ambos os índices, o coeficiente da curtose é negativo, sendo maior no índice do Dipolo, o que indica que os valores dos índices são pouco concentrados ao redor da média, e os índices teriam maior probabilidade de alcançar valores mais extremos.

Em relação ao coeficiente de assimetria, o índice do Dipolo apresenta valores negativos muito próximos de zero. Já para o índice do Contraste, quase todos os modelos mostram valores positivos, indicando que os valores do índice estão mais concentrados à esquerda da média e portanto, tem maior probabilidade de alcançar valores negativos, o que implicaria uma condição mais quente do oceano em comparação com o continente. Observa-se que as maiores diferenças entre as simulações obtidas para cada cenário são observadas nos valores da média do índice do Contraste, uma vez que as médias obtidas no cenário RCP 8.5 são maiores que as do cenário RCP 4.5, indicando um aumento na magnitude do índice sob as condições de acumulação de GEE consideradas nas simulações do cenário RCP 8.5.

Tabela 7.2 – Comparação dos momentos estatísticos dos índices de temperatura no período futuro.

MODELO	CENÁRIO	DIPOLO				CONTRASTE			
		μ	σ^2	γ	κ	μ	σ^2	γ	κ
ACCESS1.0	RCP 4.5	1.70	6.85	-0.09	-1.37	-0.35	2.31	0.35	-0.94
	RCP 8.5	1.76	6.84	-0.11	-1.37	-0.06	2.56	0.51	-0.43
BCC-CSM1.1	RCP 4.5	1.81	9.28	-0.05	-1.42	-0.35	2.67	0.42	-0.43
	RCP 8.5	1.95	9.67	-0.03	-1.43	-0.06	2.74	0.44	-0.27
CanESM2	RCP 4.5	1.86	9.53	-0.05	-1.39	-0.17	3.11	0.82	-0.22
	RCP 8.5	1.80	9.58	-0.05	-1.39	0.19	3.44	0.77	-0.21
CCSM4	RCP 4.5	1.58	6.17	-0.11	-1.39	-0.40	1.37	0.25	-0.05
	RCP 8.5	1.52	6.18	-0.09	-1.41	0.05	1.71	0.48	0.72
CESM1-BGC	RCP 4.5	1.62	6.16	-0.12	-1.40	-0.37	1.35	0.19	-0.19
	RCP 8.5	1.57	6.18	-0.11	-1.40	-0.01	1.64	0.50	0.22
CNRM-CM5	RCP 4.5	1.43	6.17	-0.08	-1.39	-0.46	2.07	0.30	-0.83
	RCP 8.5	1.55	6.32	-0.07	-1.39	-0.25	2.18	0.39	-0.41
CSIRO-Mk3.6.0	RCP 4.5	1.75	8.73	-0.02	-1.42	-0.46	3.71	0.61	-0.49
	RCP 8.5	1.80	9.07	-0.02	-1.43	-0.21	4.11	0.69	-0.31
GFDL-ESM2G	RCP 4.5	1.66	6.76	-0.10	-1.42	-0.32	2.02	0.58	0.02
	RCP 8.5	1.66	7.09	-0.03	-1.42	-0.12	2.32	0.69	0.35
INM-CM4	RCP 4.5	2.03	10.15	-0.04	-1.38	-0.73	2.08	0.30	-0.60
	RCP 8.5	2.06	10.33	-0.03	-1.39	-0.58	2.26	0.41	-0.52
IPSL-CM5A-LR	RCP 4.5	1.69	9.14	-0.03	-1.35	-0.41	3.05	0.36	-0.56
	RCP 8.5	1.64	9.42	0.00	-1.36	-0.13	3.22	0.42	-0.38
MIROC5	RCP 4.5	2.00	7.33	-0.01	-1.41	-0.95	2.98	0.35	-0.60
	RCP 8.5	1.86	8.90	0.03	-1.41	-0.32	3.58	0.50	-0.31
MPI-ESM-LR	RCP 4.5	1.77	5.96	-0.15	-1.37	-1.11	1.63	-0.64	-0.86
	RCP 8.5	1.95	6.05	-0.10	-1.36	-0.86	1.71	-0.61	-0.63
MRI-CGCM3	RCP 4.5	1.80	5.78	-0.13	-1.35	-0.41	1.91	0.08	-1.10
	RCP 8.5	1.86	6.08	-0.12	-1.33	-0.09	2.51	0.31	-0.74
Nor-ESM1-M	RCP 4.5	1.52	6.36	-0.10	-1.40	-0.50	1.38	0.35	-0.44
	RCP 8.5	1.65	6.41	-0.12	-1.36	-0.04	1.72	0.40	-0.26

Na Tabela 7.3 são mostrados os momentos estatísticos dos índices de pressão no período futuro. Note-se que ao igual que nas outras categorias, as diferenças entre os cenários analisados são pequenas, sendo maiores os momentos calculados com as simulações do cenário RCP 8.5. O índice com maior variabilidade corresponde ao índice da Longitude, e o de menor variabilidade é o índice da Intensidade, conforme observado anteriormente no comportamento sazonal. Em relação ao coeficiente de assimetria, o índice da Intensidade mostra valores positivos, enquanto os outros mostram valores negativos, especialmente o índice da Longitude, cujos valores são menores que -1 em quase todos os modelos, indicando maior probabilidade do centro do SAS de permanecer mais para o leste. Já no caso do índice da Intensidade, mesmo sendo positivos, os valores da assimetria são baixos, e neste caso, os valores dos índices simulados tendem a estar mais próximos da média.

Tabela 7.3 – Comparação dos momentos estatísticos dos índices de pressão no período futuro.

MODELO	CENÁRIO	INTENSIDADE				LATITUDE				LONGITUDE			
		μ	σ^2	γ	κ	μ	σ^2	γ	κ	μ	σ^2	γ	κ
ACCESS1.0	RCP 4.5	1022.90	5.05	0.41	0.05	-30.72	7.27	-0.14	0.28	-8.16	75.86	-1.59	4.39
	RCP 8.5	1023.21	4.87	0.33	-0.05	-31.08	8.94	-0.50	1.05	-7.86	73.99	-1.54	3.73
BCC-CSM1.1	RCP 4.5	1022.93	5.70	0.38	-0.34	-30.65	7.73	-0.17	0.47	-7.39	69.66	-1.50	5.34
	RCP 8.5	1023.65	5.95	0.39	-0.27	-30.82	8.06	-0.37	0.79	-7.56	54.69	-0.90	2.48
CanESM2	RCP 4.5	1022.56	5.68	0.29	-0.37	-30.74	7.49	-0.46	1.14	-7.58	64.95	-2.29	10.85
	RCP 8.5	1022.84	5.70	0.45	0.03	-31.12	8.22	-0.35	0.67	-7.88	62.79	-1.99	7.94
CCSM4	RCP 4.5	1022.87	4.83	0.51	0.41	-30.32	7.03	-0.18	0.62	-7.44	63.84	-1.00	2.96
	RCP 8.5	1023.19	4.72	0.37	-0.18	-30.44	7.33	-0.02	0.58	-7.76	65.53	-1.07	3.05
CESM1-BGC	RCP 4.5	1022.81	5.75	0.34	0.05	-30.49	7.66	-0.23	0.43	-7.35	62.37	-1.74	6.03
	RCP 8.5	1023.25	5.81	0.42	0.37	-30.72	8.03	-0.14	0.15	-8.03	70.57	-1.83	6.03
CNRM-CM5	RCP 4.5	1022.71	6.25	0.49	0.39	-30.56	6.30	-0.14	0.53	-8.25	70.89	-2.00	8.18
	RCP 8.5	1023.25	6.31	0.41	0.35	-30.63	6.57	-0.27	0.48	-8.13	61.65	-1.41	5.14
CSIRO-Mk3.6.0	RCP 4.5	1022.71	6.34	0.43	0.11	-31.23	8.54	-0.21	0.38	-7.85	124.76	-2.33	7.07
	RCP 8.5	1023.06	7.10	0.53	0.15	-31.52	8.77	-0.23	0.43	-8.10	133.55	-2.22	6.28
GFDL-ESM2G	RCP 4.5	1023.11	6.86	0.29	-0.51	-30.60	6.85	0.20	1.05	-8.85	66.82	-1.27	2.80
	RCP 8.5	1023.47	6.94	0.24	-0.56	-30.88	6.40	0.17	0.84	-8.38	66.73	-1.19	2.38
INM-CM4	RCP 4.5	1022.72	5.39	0.33	0.21	-30.44	7.72	-0.31	0.50	-7.74	65.71	-1.37	4.93
	RCP 8.5	1023.03	5.24	0.39	0.06	-30.63	8.17	-0.33	0.34	-8.30	68.54	-1.37	3.82
IPSL-CM5A-LR	RCP 4.5	1022.74	6.17	0.36	-0.01	-30.86	8.32	-0.59	1.34	-7.91	67.12	-1.28	3.13
	RCP 8.5	1023.08	6.78	0.35	-0.06	-31.35	8.83	-0.60	0.83	-7.63	64.35	-1.55	5.73
MIROC5	RCP 4.5	1023.14	5.58	0.50	0.49	-30.80	7.51	-0.39	0.63	-7.38	58.27	-1.72	6.67
	RCP 8.5	1023.64	7.06	0.73	0.79	-30.95	7.37	-0.24	0.28	-8.17	66.20	-1.41	3.89
MPI-ESM-LR	RCP 4.5	1023.15	6.73	0.56	0.39	-30.72	7.24	-0.25	0.86	-7.66	52.96	-0.83	1.89
	RCP 8.5	1023.56	6.57	0.36	-0.03	-30.95	6.96	-0.12	0.81	-7.32	63.64	-1.67	7.39
MRI-CGCM3	RCP 4.5	1022.90	4.77	0.40	0.54	-30.23	6.95	0.19	0.56	-7.80	70.56	-1.58	4.22
	RCP 8.5	1023.21	4.65	0.39	0.26	-30.33	7.71	0.15	0.22	-8.08	73.41	-1.83	5.05
Nor-ESM1-M	RCP 4.5	1022.84	5.66	0.77	2.12	-30.58	7.65	-0.12	-0.21	-7.45	61.54	-0.72	1.55
	RCP 8.5	1023.24	6.03	0.84	2.02	-30.71	7.80	-0.13	0.17	-7.40	54.94	-0.66	1.13

7.3 - COMPARAÇÃO DOS CENÁRIOS CLIMÁTICOS ANALISADOS

Com o objetivo de analisar a variação da magnitude das simulações no período futuro em comparação com as variações dos índices simulados no período histórico, foi aplicado o método delta, que consiste na diferença entre o valor simulado no período futuro (para cada cenário) e o valor simulado no período histórico. Esta análise permite identificar os modelos e os cenários que apresentaram as maiores diferenças, influenciadas pelas forçantes climáticas associadas aos cenários analisado; assim como os índices com maior variação no período futuro.

Na Figura 7.6 é mostrada a variação sazonal do delta calculado para os índices de Vento. Conforme mencionado anteriormente é possível concluir que os índices que experimentam maiores variações no período futuro correspondem aos índices MWSI e ZWSI, alcançando valores de deltas até -10 e 20 para alguns casos. O caso contrario é observado para os índices 850ZWI e UVI, que apesar de mostrar algumas diferenças com respeito às simulações do

período histórico, a variação sazonal do delta é menor em comparação com os outros índices. Observa-se também que para todos os índices, as diferenças entre os cenários RCP são mínimas, sendo mais marcadas para os dois primeiros. No caso do índice MWSI, a maioria dos modelos mostram uma variação unimodal do delta durante o ano, alcançando valores máximos positivos nos meses de novembro a março para todos os modelos. O valor máximo do delta para esse índice é de 10 unidades, indicando que para o período futuro, os modelos mostram diferenças da magnitude sazonal de aproximadamente 10 m/s no vento meridional. Já para o índice ZWSI, quase todos os modelos mostram uma diminuição do valor do índice em aproximadamente 10 unidades no mês de março, com exceção dos modelos ACCESS1.0, CNRM-CM5, MPI-ESM-LR e MRI-CGCM3. Adicionalmente, alguns modelos apresentam diferenças significativas no mês de outubro, alcançando valores de delta positivos de até 20 unidades. Esse comportamento indicaria um aumento da velocidade do vento zonal no mês de outubro e uma diminuição da mesma no mês de março.

A Figura 7.7 mostra a sazonalidade do delta dos índices da temperatura, calculado para os cenários RCP 4.5 (linha azul) e RCP 8.5 (linha vermelha). Observa-se que o índice do Dipolo mostra as menores diferenças entre os cenários analisados. Como foi mencionado anteriormente, os modelos BCC-CSM1.1, Can-ESM2, CSIRO-Mk3.6.0, INM-CM4, IPSL-CM5A-LR e MIROC5 coincidem no padrão de simulação, isto é, o maior delta positivo é observado nos meses de setembro a fevereiro com um valor de 2.5, ou seja, um aumento de 2.5°C em relação às simulações do período histórico. No caso do índice do Contraste, apenas os modelos ACCESS1.0, CNRM-CM5 e MRI-CGCM3 não mostram diferenças significativas em relação às simulações do período histórico, uma vez que a variação do delta é aproximadamente zero em todos os meses. Para os outros modelos, um comportamento bimodal é observado na variação do delta, com valores positivos nos meses de outubro e maio, quando o índice do Contraste atinge seu valor máximo e mínimo, respectivamente. Para este índice, as diferenças entre os dois cenários são mais pronunciadas do que as observadas no índice do Dipolo, sendo maiores no cenário RCP 8.5.

Na Figura 7.8 é mostrada a variação sazonal do delta calculado para os índices de Pressão para ambos os cenários analisados. Observa-se um comportamento mais variável do delta, especialmente para o índice da Longitude. No caso do índice da Intensidade e da Latitude, o intervalo de variação do delta é de uma unidade aproximadamente, com as maiores diferenças observadas no cenário RCP 8.5, e um comportamento quase constante durante o ano. No caso do índice da Longitude, é observado um comportamento indefinido. Alguns modelos apresentam as maiores diferenças no cenário RCP 4.5, e os outros no cenário RCP 8.5. O intervalo de variação do delta é maior em comparação com os outros índices, e durante o ano, é observado um comportamento oscilante.

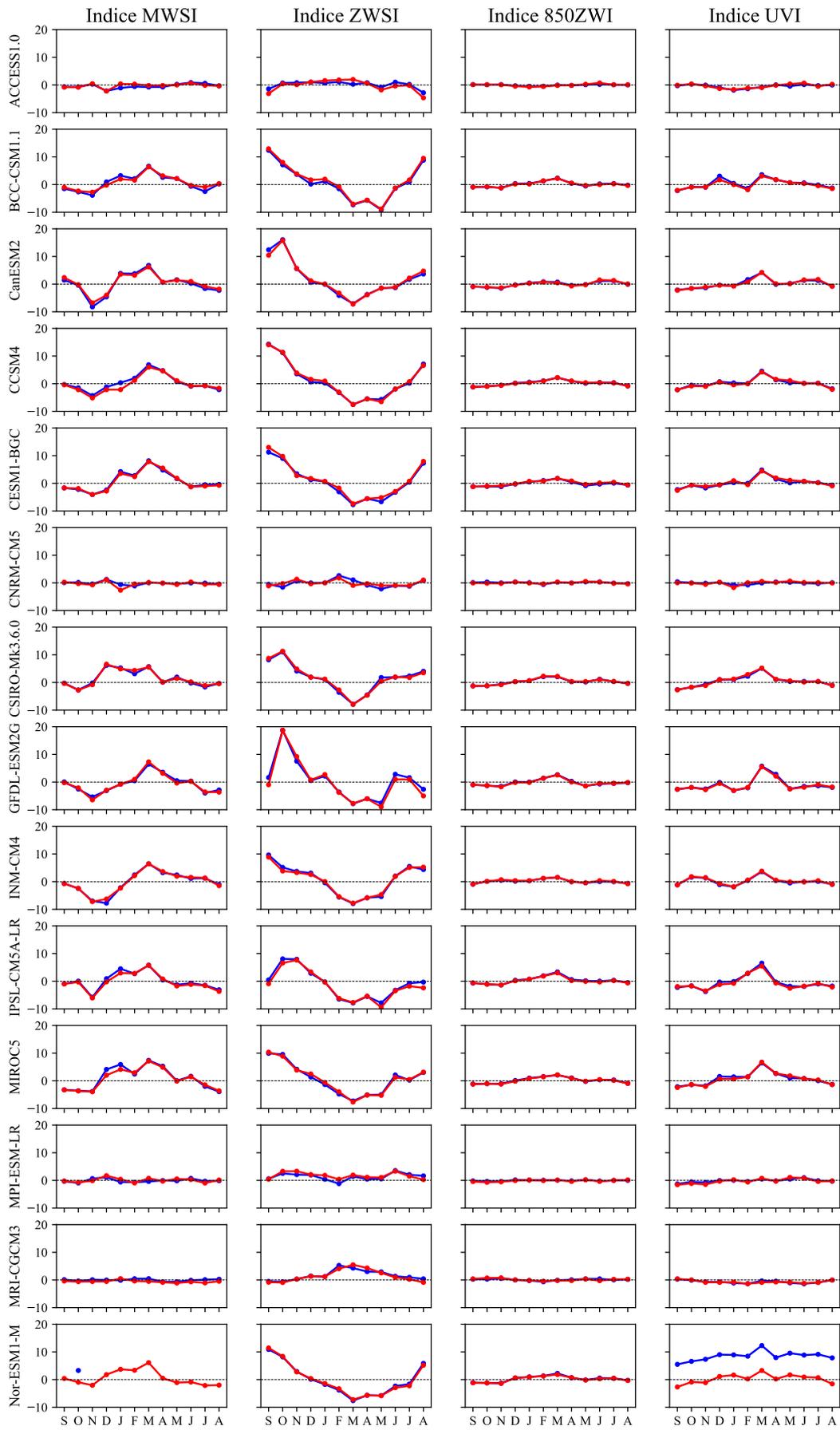


Figura 7.6 – Variabilidade sazonal do delta dos índices de vento para os cenários RCP 4.5 (linhas azuis) e RCP 8.5 (linhas vermelhas).

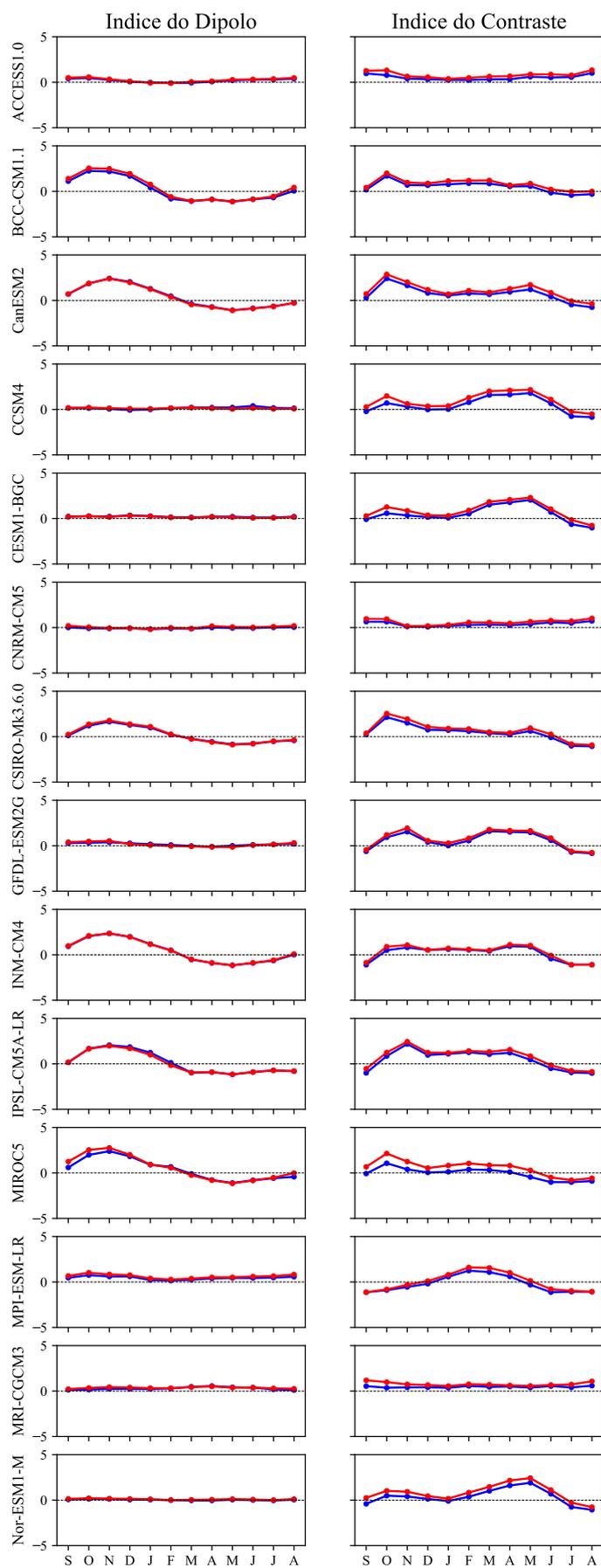


Figura 7.7 – Variabilidade sazonal do delta dos índices de temperatura para os cenários RCP 4.5 (linhas azuis) e RCP 8.5 (linhas vermelhas).

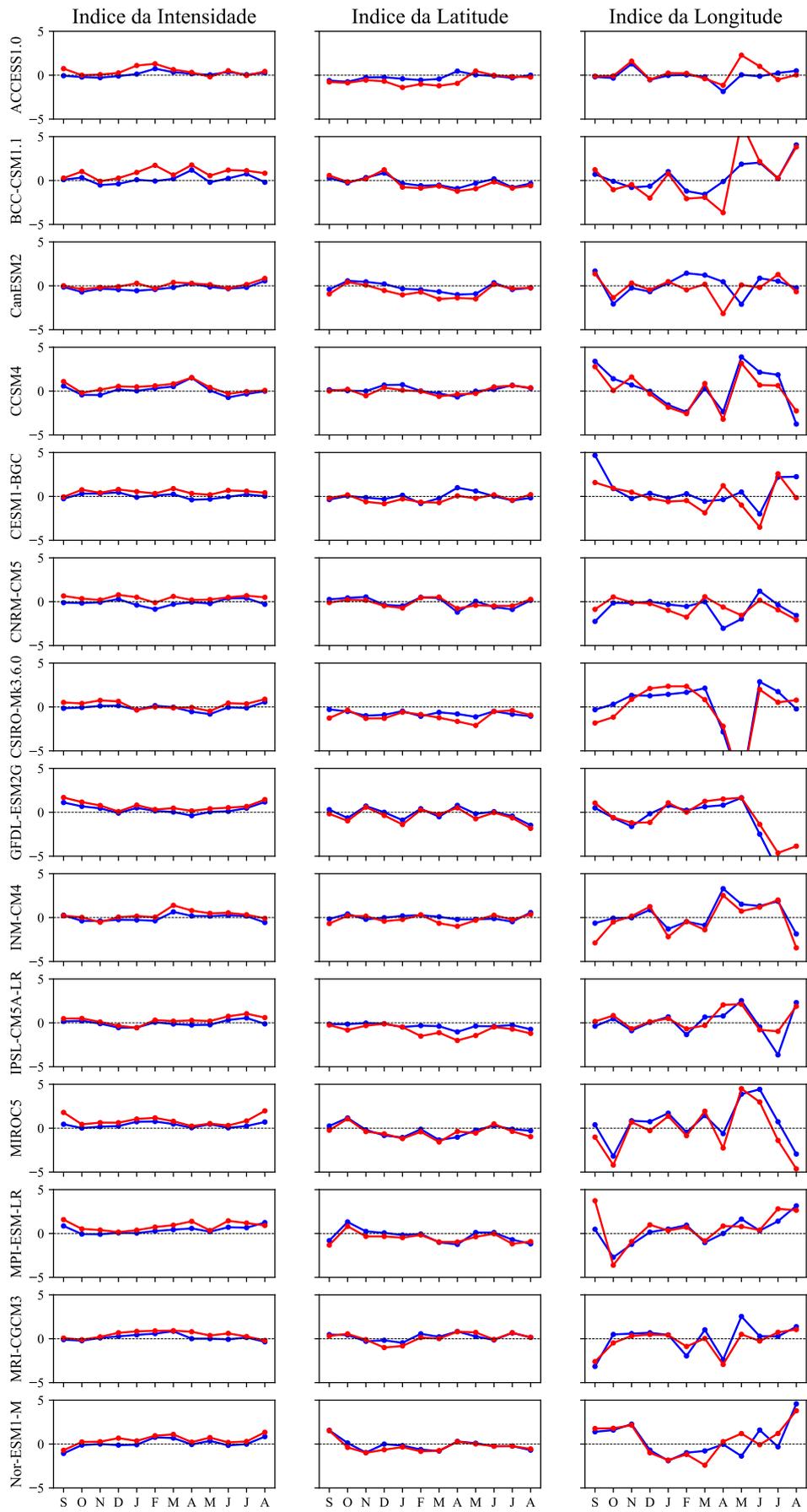


Figura 7.8 – Variabilidade sazonal do delta dos índices de pressão para os cenários RCP 4.5 (linhas azuis) e RCP 8.5 (linhas vermelhas).

As diferenças observadas entre ambos os cenários RCPs são mínimas em relação ao período histórico, com exceção do índice da Longitude, que apresentou um comportamento oscilante para todos os modelos. Para o índice do Dipolo, os modelos BCC-CSM1.1, Can-ESM2, CSIRO-Mk3.6.0, INM-CM4, IPSL-CM5A-LR e MIROC5 apresentaram um comportamento semelhante, com algumas diferenças positivas e negativas em comparação com o período histórico. Já o resto dos modelos analisados não mostraram diferenças significativas com os dados do período histórico. No caso do índice do Contraste, todos os modelos, com exceção dos modelos ACCESS1.0, CNRM-CM5, e MRI-CGCM3 mostram diferenças positivas na sazonalidade em relação aos dados simulados no período histórico. Para os índices da Intensidade e da Latitude, todos os modelos parecem mostrar um comportamento semelhante, não tão variável em comparação ao índice da Longitude, e com diferenças mais marcadas entre os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5.

Já no caso dos índices de vento, só os modelos ACCESS1.0, CNRM-CM5, MRI-CGCM3 e MPI-ESM-LR não apresentam variações significativas na magnitude, quando comparados com a sazonalidade no período histórico. O resto dos modelos apresentam algumas diferenças consideráveis, especialmente, nos meses em que os índices de vento alcançam os valores pico. Para todos os modelos, as diferenças entre as simulações obtidas para ambos os cenários RCPs analisados são mínimas.

A seguir, na Tabela 7.4 é apresentado um resumo da variabilidade das simulações e o comportamento dos modelos no clima futuro, discretizado de acordo com a sazonalidade (SON, DJF, MAM, JJA). As convenções usadas mostram se o modelo aumenta, diminui ou não varia a magnitude do índice em comparação com os dados do período histórico. Os resultados do índice da Longitude não foram incluídos na Tabela devido à alta variabilidade das simulações, o que impede, para a maioria dos modelos, definir um comportamento constante para as estações sazonais do ano.

Tabela 7.4 – Comparação dos resultados das simulações no clima futuro para todos os modelos analisados.

ÍNDICE	ESTACÃO	MODELO													
		ACCESS1.0	BCC-CSM1.1	CanESM2	CCSM4	CESM1-BGC	CNRM-CM5	CSIRO-Mk3.6.0	GFDL-ESM2G	INM-CM4	IPSL-CM5A-LR	MIROC5	MIPE-ESM-LR	MRI-CGCM3	Nor-ESM1-M
MWSI	SON	—	↓	↓	↓	↓	—	↓	↓	↓	↓	↓	↓	—	—
	DJF	—	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	↑
	MAM	—	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	↑
ZWSI	JJA	—	↓	↓	—	—	—	↓	—	—	↓	↓	—	—	—
	SON	—	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	↑
	DJF	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
850ZWI	MAM	—	↑	↓	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↑	—	—
	JJA	—	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—	—
	SON	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
UVI	DJF	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	MAM	—	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—	—
	JJA	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
DIPOLO	SON	—	↑	↑	—	—	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—
	DJF	—	↑	↑	—	—	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—
	MAM	—	↓	↓	—	—	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	—	—
CONTRASTE	JJA	—	↓	↓	—	—	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	—	—
	SON	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—
	DJF	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—
INTENSIDADE	MAM	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—
	JJA	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—
	SON	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	—	—
LATITUDE	DJF	↓	↑	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	MAM	↓	↓	↓	↑	↓	↓	—	—	—	—	—	—	—	—
	JJA	—	↓	↓	↑	—	↓	—	—	—	—	—	—	—	—

↑ indica o aumento da magnitude do índice em comparação com o período histórico.

↓ indica a diminuição da magnitude do índice em comparação com o período histórico.

— indica que não houve variabilidade da magnitude do índice em comparação com o período histórico.

7.4 - IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA VARIABILIDADE SISTEMAS DE LARGA ESCALA E NO REGIME DE VAZÃO DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

7.4.1 - Variabilidade dos sistemas de larga escala no clima futuro

Considerando o comportamento dos índices climáticos no período futuro para os cenários RCP analisados, nesta seção é analisada a variabilidade dos fenômenos macroclimáticos associados aos índices analisados, sob os cenários de mudanças climáticas, assim como o acoplamento dos fenômenos levando em conta a variação observada nas simulações.

Em relação aos índices característicos do Sistema de Monção da América do Sul (índices de Vento), em ambos os cenários de mudanças climáticas analisados, a grande maioria dos modelos mostram um aumento na magnitude dos índices, o que implica, uma intensificação do vento nas componentes zonal e meridional. Observou-se também que os períodos nos que os índices alcançam os valores máximos são estendidos no período futuro, deslocando o mês de ocorrência do valor pico em relação aos dados históricos. Considerando que o índice MWSI representa a célula de circulação de Hadley, o aumento da magnitude do índice no período em que atinge os valores máximos implica uma intensificação do vento meridional em sentido dos polos nos baixos níveis atmosféricos, desde o início do verão e estendendo-se até o mês de março. Analogamente, em sentido zonal, os valores menores observados no índice ZWSI indicam uma intensificação da velocidade do vento nessa direção nos níveis baixos, sendo ventos de oeste nos baixos níveis e ventos de leste nos altos níveis. Esse padrão de circulação zonal é confirmado com os resultados encontrados para o índice 850ZWI, mostrando a mudança dos ventos de leste para oeste no início do verão.

Em conclusão, o padrão de vento observado nas simulações para o período futuro, indica que durante os meses de verão, que correspondem aos meses nos que se apresenta a quadra chuvosa na região Centro-Oeste do Brasil (alto e médio São Francisco), mostra fluxos mais intensos de baixos níveis, com direção ao sul no sentido meridional, e com direção ao oeste no sentido zonal; que permanecem durante um período maior em comparação com o comportamento histórico. Esses fluxos convergem com os fluxos do nordeste provenientes da bacia amazônica (carregados de umidade) e com a barreira orográfica da cordilheira dos Andes, o que permite o transporte de umidade para a região de estudo, que em conjunto com o aquecimento superficial do continente devido ao verão, favorece o desenvolvimento da quadra chuvosa, e consequentemente, o pico de vazão na maior parte da bacia.

Com respeito à variação da temperatura superficial, relativa ao gradiente inter-hemisférico da TSM no oceano Atlântico, os modelos simulam para ambos os cenários aumentos na magnitude do índice do dipolo tanto na época em que ele é positivo quanto na época que é

negativo. Durante os meses da primavera e o verão austral (setembro a fevereiro) os modelos indicam que a região ATN experimentará um maior aquecimento em relação à região ATS, o que gera implicações no regime de precipitação da região Nordeste do Brasil (baixo São Francisco), considerando que essa condição favorece um deslocamento para o norte da ZCIT. Já no período de fevereiro a maio (outono austral), as simulações mostram o caso oposto, isto é, uma condição mais quente na região ATS, favorecendo a posição da ZCIT ao sul; porém, essa diferença não é tão pronunciada quanto no caso oposto.

Além das implicações relacionadas ao posicionamento da ZCIT, estudos como o realizado por Bombardi e Carvalho (2011) analisaram a relação entre o sistema do Dipolo e o SAMS, concluindo que as variações do Dipolo poderiam estar relacionadas com o início e a duração da quadra chuvosa. No caso da região do Centro-Oeste e Sudeste, a fase negativa do Dipolo está associada a inícios tardios e desaparecimento precoce da temporada de chuva, assim como a acumulados menores de precipitação. Já na região Nordeste, o Dipolo negativo está relacionado com o início precoce e o atraso da desapareção da estação chuvosa, que em conjunto com a presença da ZCIT, gera temporadas chuvosas mais longas e com maiores acumulados de precipitação.

Em quanto à variação do SAS, os modelos simulam um deslocamento para o sul do centro do SAS, o que é coerente com os resultados obtidos para o índice do Dipolo no período futuro. Durante a fase negativa do Dipolo (de fevereiro a maio), o deslocamento para o sul da ZCIT estaria acompanhado pelo deslocamento do SAS também em direção ao sul. Ao mesmo tempo, quando o SAS é deslocado em direção do polo, o efeito conjunto com as águas mais frias podem produzir um aumento na intensidade do SAS, assim como foi observado no índice da Intensidade. Essa condição afetaria simultaneamente a intensidade dos ventos alísios do sul e o transporte de umidade desde o oceano, o que também é refletido nas simulações do índice MWSI, que durante os meses do inverno atinge valores mais negativos, indicando ventos mais intensos de baixo nível em sentido do equador.

7.4.2 - Análise qualitativa da variabilidade do regime de vazão da bacia do rio São Francisco no clima futuro

Considerando a relação observada entre os índices e o regime de vazão da bacia do rio São Francisco (mensal e máximo anual) no período histórico, esta seção visa analisar as possíveis mudanças da vazão no clima futuro com base na variação observada para os índices no Capítulo anterior.

Em comparação com os resultados obtidos em relação ao regime de vazão mensal, observou-se que para o regime de vazão máxima, o índice do Contraste, o índice da Intensidade, e os

índices relacionados com o Sistema de Monção também são os que mostram maior influência no comportamento da vazão máxima anual. No entanto, observou-se que a relação de associação dos índices climáticos com a vazão máxima varia dependendo do mês que antecede o pico de vazão e a sub-região de análise. Isto, levando em conta que a maioria dos índices, com exceção do índice do contraste, mostram padrões de correlação muito diferentes dependendo do mês de análise, devido à própria variação sazonal apresentada pelos índices. No entanto, a identificação das regiões e dos meses em que cada índice tem maior influência poderia servir como indicador para ser considerado na gestão e prevenção contra as cheias na bacia.

Em relação aos índices de vento, ao considerar a variação no período futuro, poderia-se pensar que o aumento da magnitude, especialmente no mês de janeiro, assim como a prolongação dos valores máximos por mais tempo durante o ano poderiam se relacionar com aumentos nas vazões máximas da região do Alto São Francisco no período futuro. Similarmente, o aumento da magnitude do índice da Intensidade para o clima futuro durante o ano todo, poderiam estar relacionados com possíveis diminuições do regime de vazão nas sub-regiões do Alto e Médio São Francisco. Com relação ao índice do Contraste, considerando que no clima futuro o índice tende a aumentar sem chegar a ser positivo, ou seja, experimenta uma diminuição da diferença entre as temperaturas oceânicas e continentais, que poderia incorrer na diminuição do regime de vazão máxima nas regiões do Médio, Sub-médio e Baixo São Francisco. Esse padrão de comportamento seria gerado pela diminuição do gradiente de pressão horizontal entre o oceano e a atmosfera, que em consequência, diminuiria o transporte de umidade do oceano ao continente.

Com respeito aos outros índices, de acordo com os resultados encontrados, não mostraram relações estatisticamente significativas e por tanto, não são levados em consideração nesta seção; recomenda-se realizar análises semelhantes com séries de maior comprimento. É importante deixar constância que os resultados aqui analisados são meramente qualitativos e baseados na relação de associação dos índices climáticos com o regime de vazão. Em caso de querer aprofundar nessa relação, recomenda-se uma análise quantitativa da mesma.

8 - CONCLUSÕES

Buscou-se neste trabalho analisar o impacto das mudanças climáticas na variabilidade dos índices climáticos que estão associados com o Sistema de Monção da América do Sul e com o regime hidrológico da bacia do Rio São Francisco no Brasil. Para isto, foram usados índices climáticos que representam o gradiente inter-hemisférico do oceano Atlântico Tropical, o Contraste da temperatura superficial continental e oceânica, e finalmente, o sistema da Alta Subtropical no oceano Atlântico Sul (SAS); calculados, respectivamente, a partir de dados de temperatura superficial do mar, temperatura superficial no continente, velocidade do vento nos níveis de 200 e 850 hPa, e pressão média ao nível do mar; para o período histórico (1980 - 2005), e o período futuro (2006 - 2099).

Levando em conta os sistemas climáticos analisados, três categorias de índices foram estudadas: índices de Vento, índices de Temperatura e índices de Pressão. Na primeira categoria, visando caracterizar a variabilidade do SAMS, quatro índices foram definidos de acordo com o estudo realizado por Gan et al. (2005), baseados no comportamento da velocidade do vento a 200 e 850 hPa, denominados MWSI, ZWSI, 850ZWI e UVI. Na segunda categoria, dois índices foram estudados, o índice do Dipolo e o índice do Contraste, com o objetivo de analisar a variabilidade da temperatura superficial na região tropical do oceano Atlântico e na região continental sobre o território Brasileiro. Finalmente, na terceira categoria foram definidos três índices para caracterizar a variabilidade do SAS, denominados índice da Intensidade, índice da Latitude e índice da Longitude.

No período histórico, na categoria dos índices de vento, foi observado que os índices MWSI, 850ZWI e UVI apresentam um comportamento semelhante, com valor máximo durante o verão austral (dezembro a fevereiro), que corresponde à estação chuvosa na região Centro-Oeste do Brasil, e valores mínimos durante o inverno austral (junho a agosto). No caso do índice ZWSI, a sazonalidade apresenta um comportamento invertido em comparação com os outros índices, com valores máximos no inverno e valores mínimos no verão. Já o índice do Dipolo é caracterizado por um ciclo anual forte e definido, mostrando valores máximos nos meses de julho a dezembro (fase positiva), e valores mínimos negativos (fase negativa) nos períodos do verão e a primavera no hemisfério sul. Por outro lado, para o índice do contraste, os valores positivos máximos são observados no mês de outubro, no início da estação chuvosa na região Centro-Oeste e Sudeste do Brasil; e os valores mínimos negativos na transição do outono para o inverno austral.

No caso dos índices da pressão, observa-se um forte ciclo unimodal para o índice da Intensidade, sendo mais forte durante o inverno (junho, julho e agosto). A variação sazonal da

posição do centro do SAS foi analisada na direção zonal (índice da Longitude) e meridional (índice da Latitude). No primeiro caso, observou-se uma sazonalidade mais irregular, com comportamento bimodal, alcançando a posição mais ao leste no mês de abril, e a posição mais ao oeste nos meses de fevereiro e maio. No segundo caso, observou-se um ciclo anual com comportamento unimodal, alcançando a posição mais ao norte durante o inverno austral, e aposição mais ao sul durante o verão austral.

O desempenho dos modelos do CMIP5 para simular o comportamento dos índices climáticos foi variável. Em geral, o campo da TSM parece estar melhor simulado do que o campo da velocidade do vento e o campo da pressão a nível do mar, uma vez que foi observada uma variabilidade menor na sazonalidade dos índices da Temperatura em comparação com os índices de Vento e Pressão. No período histórico, as simulações conseguem representar adequadamente o comportamento do ciclo anual em relação com os dados observados para todos os índices, porém, a variabilidade da magnitude é significativamente maior. Para todos os casos, observou-se uma tendenciosidade na distribuição probabilística empírica dos índices, e portanto, recomenda-se a aplicação de técnicas de correção do viés as séries dos índices separadas por meses, com o objetivo de considerar a variabilidade sazonal dos índices, e diminuir o erro relativo em relação ao período histórico.

No período futuro, o comportamento sazonal dos índices simulados para os dois cenários de mudanças climáticas analisados não é diferente do observado no período histórico, isto é, o comportamento unimodal do ciclo anual é mantido em todas as simulações analisadas. Em geral, as principais diferenças na magnitude da sazonalidade foram observadas quando os índices atingem os valores pico. Na categoria dos índices de Vento, a maioria dos modelos simula um aumento dos valores máximos do ciclo anual, assim como a extensão do período no qual os índices atingem esses valores, indicando assim, uma possível intensificação da componente zonal e meridional do vento, especialmente nos níveis atmosféricos baixos. Para os índices MWSI, 850ZWI e UVI, a maioria dos modelos simulam um aumento dos valores máximos do ciclo anual, com uma defasagem de um mês em comparação com o período histórico, mostrando os valores máximos no período de dezembro a março. No caso particular dos índices 850ZWI e UVI, observou-se também para ambos os cenários, uma diminuição dos valores mínimos da sazonalidade de ambos os índices. Finalmente, as simulações do índices ZWSI apresentaram um comportamento menos variável e semelhante para ambos os cenários.

O padrão de vento observado nas simulações para o período futuro, indica que durante os meses de verão, que correspondem aos meses em que a quadra chuvosa é desenvolvida na região Centro-Oeste do Brasil (alto e médio São Francisco), o vento mostra fluxos mais intensos de baixos níveis, com direção ao sul no sentido meridional, e com direção ao leste no sentido zonal; que permanecem durante um período maior em comparação com o comportamento histórico. Com base no comportamento histórico analisado, esses fluxos

convergiriam com os fluxos de nordeste, provenientes da bacia amazônica (carregados de umidade) e com a barreira orográfica da cordilheira dos Andes, o que permitiria um maior transporte de umidade para a região de estudo, que em conjunto com o aquecimento superficial do continente devido ao verão, favoreceria o desenvolvimento da quadra chuvosa, e conseqüentemente, o pico de vazão na maior parte da bacia, considerando ademais a relação positiva observada entre os índices de vento e o regime de vazão da bacia.

No caso do índice do Dipolo, um padrão especial foi identificado na metade dos modelos para ambos os cenários RCPs estudados. Uma intensificação positiva maior durante o verão e a primavera do hemisfério sul (fase positiva), e uma intensificação negativa durante o inverno e o outono (fase negativa) foram observadas. Este comportamento poderia afetar diretamente o regime de chuvas na região Norte e Nordeste do Brasil, considerando que um aumento na diferença entre a TSM no oceano Atlântico tropical, especialmente durante a fase positiva (negativa) do Dipolo, indicaria um aumento da TSM na região ATN (ATS) e, conseqüentemente, um deslocamento para o norte (sul) da ZCIT, diminuindo (aumentando) a quantidade de chuva nessa região. Além disso, a posição meridional do centro do SAS também poderia ser afetada por esse padrão, afetando a intensidade do vento superficial sobre o Brasil.

No caso do índice do Contraste, as simulações dos modelos do CMIP5 indicam uma diminuição da magnitude dos valores da sazonalidade do índice durante os meses em que é negativo, sem chegar a ser positivo. Essas diferenças foram um pouco mais pronunciadas para o cenário RCP 8.5. Este padrão indicaria que a diferença entre as temperaturas superficiais do continente e do oceano será menor no clima futuro. As diferenças principais para quase todos os modelos foram observadas durante os períodos de setembro a novembro (SON), e de março a maio (MAM). Como consequência, a diminuição do gradiente térmico entre o oceano e a atmosfera, especialmente quando o oceano é mais quente que o continente, é possível que exista uma diminuição do gradiente de pressão horizontal, o que finalmente poderia modificar o padrão de transporte de umidade do oceano para o continente, prejudicando o desenvolvimento da precipitação na bacia do rio São Francisco.

Para os índices da Pressão, a diferença entre os cenários de RCP 4.5 e RCP 8.5 é mais visível do que nas outras categorias. As simulações no período futuro do índice da Intensidade mostram uma intensificação dos valores máximos da pressão ao nível do mar nos meses em que o índice é mais fraco. Esse resultado é mais evidente no cenário RCP 8.5. De acordo com o estudo realizado por Degola (2013) o centro do SAS apresenta correlações negativas com o vento zonal de baixos níveis, o que indica que uma possível intensificação do SAS no período futuro implicaria uma intensificação negativa do vento zonal, o que significa que os ventos de leste, no sentido do oceano para o continente poderiam ser mais intensos, favorecendo o transporte de umidade sobre a região continental do Brasil e possivelmente, o desenvolvimento de chuva na região. Já em relação ao vento meridional Degola (2013) observou uma correlação

negativa na região sul do oceano Atlântico e do Brasil, em quanto que na região Nordeste do Brasil, a correlação é positiva. Assim, a possível intensificação do centro do SAS no clima futuro, a região do Nordeste Brasileiro pode experimentar uma intensificação nos ventos do sul (em direção ao equador), enquanto que a região sul do Brasil pode experimentar intensificação do vento do norte (em direção aos polos).

Para o índice da Latitude, ambos os cenários mostram um deslocamento do centro do SAS para o sul durante todo o ano, especialmente no período de fevereiro a abril. As simulações do índice da Longitude mostram um comportamento mais variável e indefinido. Nos meses de fevereiro a abril foi observado um comportamento similar aos dados observados; no entanto, de maio a agosto, foi observada uma maior variabilidade no comportamento das simulações sazonais, mostrando uma posição do centro do SAS para o oeste no mês de Junho.

Esses resultados são consistentes com os encontrados por Reboita et al. (2019) e Degola (2013) para o clima futuro. Considerando o padrão de comportamento do SAS no clima futuro, e com base nos resultados das análises realizadas por Gilliland e Keim (2018), o padrão de comportamento do vento superficial poderia ser afetado pelo deslocamento para o sul do centro do SAS, especialmente nos meses de março a abril, o que resultaria em uma alteração do transporte de umidade do oceano ao continente. O estudo de Gilliland e Keim (2018) mostrou que quando o SAS está deslocado mais ao norte, a região nordeste do Brasil experimenta velocidades do vento acima do normal, enquanto que a região sul e sudeste experimenta anomalias negativas. Essas mudanças nos padrões do vento são resultado das alterações na temperatura e a pressão ao nível do mar, forçadas pelas diferenças entre as condições oceânicas e continentais, incrementando os gradientes, que em resposta, modifica o padrão de vento. Considerando isso, o deslocamento para o sul no clima futuro poderia resultar possivelmente na diminuição da intensidade do vento na região norte e nordeste do Brasil, diminuindo o transporte de umidade do oceano para o continente, desfavorecendo o desenvolvimento da chuva na região; enquanto que na região sul e sudeste o padrão de comportamento poderia ser invertido.

A análise da variabilidade conjunta dos índices climáticos e os fenômenos associados a eles no clima futuro, permite um maior conhecimento e entendimento do sistema, analisado como um acoplamento de processos atmosféricos que vão influenciar diretamente o regime hidrológico da bacia. Nesse sentido, os índices climáticos, usados como métricas, poderiam se tornar ferramentas úteis para trabalhos futuros que visem prever e quantificar a variabilidade do regime de precipitação e vazão, através de modelos que permitam incorporar os forçantes climáticos e as variações previstas para o futuro, considerando a diminuição das incertezas geradas pelo uso dos GCMs na estimação de campos atmosféricos diferentes da precipitação.

Eventualmente, a análise de quantificação dos impactos das mudanças climáticas sobre os

fenômenos de larga escala e sobre o regime de chuvas e vazão na bacia do rio São Francisco poderia ser explorada a través de modelos estatísticos ou hidrológicos, que permitam estabelecer a relação entre os fenômenos e a vazão. No entanto, é importante considerar as incertezas induzidas na modelagem pelo uso dos GCMs tanto para a simulação de variáveis atmosféricas quanto para a simulação da precipitação. Levando isso em conta, e considerando também os outros fenômenos hidrológicos desenvolvidos na escala local, recomenda-se no caso da modelagem através de modelos hidrológicos, a seleção dos GCMs que melhor representam os fenômenos de larga escala e que são coerentes nas variações das simulações no clima futuro para usar como dados de entrada no modelo; assim poderia se reduzir a incerteza gerada pelos modelos e representar melhor a variabilidade própria da precipitação na bacia.

Adicionalmente, com o objetivo de ter uma análise mais robusta do impacto das mudanças climáticas nos fenômenos de larga escala que afetam os regimes de chuva e vazão no Brasil, e especificamente na bacia do rio São Francisco, recomenda-se também aplicar esta metodologia na análise do fenômeno ENOS, que apesar de não ter uma influência direta sobre a área de estudo, por ser um fenômeno de escala planetária, pode influenciar e modular vários fenômenos atmosféricos menores, como os analisados neste trabalho. Consequentemente, será possível obter uma análise mais abrangente das mudanças dos padrões de larga escala e os seus impactos sobre o Brasil, o que permitiria facilitar o processo de tomada de decisões na seleção de GCMs e fenômenos moduladores para a modelagem do regime de chuvas e vazão de acordo com a área de interesse.

Finalmente, recomenda-se também realizar uma análise de eventos extremos dos índices, que permita identificar as características principais, analisar se existe algum tipo de periodicidade e posteriormente, associar tais eventos com os regimes de chuva e vazão da bacia do rio São Francisco através de análises de compostos. Isso, com o objetivo de estudar o comportamento e a resposta dos regimes de chuva e vazão ante diferentes características extremas dos fenômenos de larga escala representados pelos índices. e dessa forma, ter um conhecimento mais abrangente dos mesmos.

Os resultados deste estudo podem ajudar a entender como os sistemas atmosféricos associados ao regime de precipitação na bacia do Rio São Francisco poderiam mudar no clima futuro, e como essa mudança poderia influenciar a variabilidade do regime hidrológico. No entanto, é importante ressaltar que a análise foi realizada qualitativamente, baseada na associação dos índices climáticos analisados com o regime de vazão. Por isso, recomenda-se aprofundar na análise e quantificação da natureza da relação existente entre os fenômenos climáticos representados pelos índices, e a variabilidade da vazão na região, visando obter métricas mais eficientes e precisas que permitam ajudar na gestão dos recursos hídricos da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amorim, R., S. Souza e D. Reis (2017). “Autocorrelation and Multiple Testing Procedures in Trend Detection Analysis: The Case Study of Hydrologic Extremes in Sao Francisco River Basin, Brazil”. Em: *World Environmental and Water Resources Congress*, pp. 134–148.

ANA (2015). *Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil: Regiões Hidrográficas Brasileiras*. 1ª ed. ANA.

Bamba, I. (2007). “Dipole index of the tropical Atlantic and precipitation regime in Cote de Voire”. Em: *Russian Meteorology and Hydrology* 32, pp. 754–760.

Bastos, C. e N. Ferreira (2000). “Análise climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul”. Em: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Pp. 612–619.

Boé, J. et al. (2007). “Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies”. Em: *International Journal of Climatology* 27, pp. 1643–1655.

Bombardi, Rodrigo J. e Leila M. V. Carvalho (2011). “The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations”. Em: *Climate Dynamics* 36, pp. 2091–2102.

Carvalho, L. M. V. et al. (2011). “Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system”. Em: *Climate Dynamics* 36, pp. 1865–1880.

Carvalho, Leila M.V., C. Jones e B. Liebmann (2002). “Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone”. Em: *Journal of Climate* 15, pp. 2377–2394.

Carvalho, L.M.V. e C. Jones (2015). *The Monsoons and Climate Change*. 1ª ed. Springer.

Chang, P., L. Ji e H.. Li (1997). “A decadal climate variation in the Tropical Atlantic ocean from thermodynamic air-sea interactions.” Em: *Nature* 385, pp. 516–518.

Chang, P. et al. (2000). “The Effect of Local Sea Surface Temperatures on Atmospheric Circulation over the Tropical Atlantic Sector”. Em: *Journal of Climate* 13, pp. 2195–2216.

Chang, P., B. Wang e G. Lau (2005). “The Global Monsoon System: Research and Forecast”. Em: *WMO Report*.

- Colberg, F., C. J. C. Reason e K. Rodgers (2004). “South Atlantic response to El Niño–Southern Oscillation induced climate variability in an ocean general circulation model”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109, pp. 1–14.
- Dee, D.P. et al. (2011). “The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system”. Em: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, pp. 553–597.
- Degola, T.S.D (2013). “Impactos e variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e nos cenários futuros”. Diss. de mestr. Universidade de São Paulo, p. 91.
- Enfield, D. (1996). “Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability”. Em: *Geophysical Research Letters* 23, pp. 3505–3508.
- Enfield, D. e D.A. Mayer (1997). “Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102, pp. 929–945.
- Fauchereau, N. et al. (2003). “Sea-surface temperature co-variability in the Southern Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere”. Em: *International Journal of Climatology* 23, pp. 663–677.
- Ferreira, E.A. et al. (2006). “Estudo de caso: Configuração da atmosfera na ocorrência de baixo índice de umidade relativa do ar no Centro-Oeste do Brasil”. Em: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*.
- Gan, M. A., V. E. Kousky e C. F. Ropelewski (2004). “The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil”. Em: *Journal of Climate* 17, pp. 47–66.
- Gan, M.A., V.B. Rao e M.C.L. Moscati (2005). “South American monsoon indices”. Em: *Atmospheric Science Letters* 6, pp. 219–223.
- Garbarini, E.M., M.H. Gonzalez e A.L. Rolla (2019). “The influence of Atlantic High on seasonal rainfall in Argentina”. Em: *International Journal of Climatology*, pp. 1–15.
- Garcia, S.R (2010). “Sistema de monção na América do Sul: Início e fim da estação chuvosa e sua relação com a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico Sul.” Diss. de mestr. INPE, p. 230.
- Ghil, M. (2002). *Natural Climate Variability*. 1ª ed. John Wiley e Sons, Ltd.

- Gilliland, J.M. e B.D. Keim (2018). “Position of the South Atlantic Anticyclone and Its Impact on Surface Conditions across Brazil”. Em: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 57, pp. 535–553.
- González, M. et al. (2007). “The nature of the rainfall onset over central South America”. Em: *Atmósfera* 20, pp. 377–394.
- Grimm, A.M. e R.G. Tedeschi (2009). “ENSO and Extreme Rainfall Events in South America”. Em: *Journal of Climate* 22, pp. 1589–1609.
- Grimm, A.M. e M.T. Zilli (2009). “Interannual Variability and Seasonal Evolution of Summer Monsoon Rainfall in South America”. Em: *Journal of Climate* 22, pp. 2257–2275.
- Gudmundsson, L. et al. (2012). “Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations: a comparison of methods”. Em: *Hydrology and Earth System Sciences* 16, pp. 3383–3390.
- Hannachi, A., I. T. Jolliffe e D. B. Stephenson (2007). “Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review”. Em: *International Journal of Climatology* 27, pp. 1119–1152.
- Hastenrath, S. (1985). *Climate and circulation of the tropics*. 1ª ed. D. Reidel Publishing Company.
- Hastenrath, S. e L. Heller (1977). “Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil”. Em: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 103, pp. 77–92.
- He, C. et al. (2017). “Responses of the Summertime Subtropical Anticyclones to Global Warming”. Em: *Journal of Climate* 30, pp. 6465–6479.
- IPCC (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. URL: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/AR5_SYR_FINAL_Front_matters.pdf.
- Ito, E.R.K. e T. Ambrizzi (2000). “Climatologia da posição da alta subtropical do Atlântico sul para os meses de inverno”. Em: *XI Congresso Latinoamericano e Iberico de Meteorologia*. Pp. 860–865.
- Jones, C. e L. M. V. Carvalho (2002). “Active and Break Phases in the South American Monsoon System”. Em: *Journal of Climate* 15, pp. 905–914.
- Jones, C. e L.M.V. Carvalho (2013). “Climate Change in the South American Monsoon System: Present Climate and CMIP5 Projections”. Em: *Journal of Climate* 26, pp. 6660–6678.

Lübbecke, J.F. et al. (2014). “Variability in the South Atlantic Anticyclone and the Atlantic Niño Mode”. Em: *Journal of Climate* 27, pp. 8135–8150.

Li, Z.X (2001). “Thermodynamic air-sea interactions and tropical atlantic SST dipole pattern”. Em: *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 26, pp. 155 –157.

Lima, J.R.A (2015). “Variabilidade interanual da circulação de monção na América do Sul.” Diss. de mestr. INPE, p. 143.

Lima, M.C (1991). “Variabilidade da precipitação no litoral leste da região Nordeste do Brasil.” Diss. de mestr. INPE, p. 222.

Loo, Yen Yi, Lawal Billa e Ajit Singh (2015). “Effect of climate change on seasonal monsoon in Asia and its impact on the variability of monsoon rainfall in Southeast Asia”. Em: *Geoscience Frontiers* 6, pp. 817–823.

Lorenz, E.N. (1956). “Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction”. Em: *Statistical Forecasting* 1, pp. 1–52.

Marengo, J. A. et al. (2001). “Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin”. Em: *Journal of Climate* 14, pp. 833–852.

Marengo, J. A. et al. (2012). “Recent developments on the South American monsoon system”. Em: *International Journal of Climatology* 32, pp. 1–21.

Mächel, H., A. Kapala e H. Flohn (1998a). “Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability”. Em: *International Journal of Climatology* 18, pp. 1–22.

— (1998b). “Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part II: Associations with regional climate anomalies”. Em: *International Journal of Climatology* 18, pp. 23–36.

Meehl, G. et al. (2005). “Overview of the Coupled Model Intercomparison Project”. Em: *Bulletin of The American Meteorological Society* 86.

Molion, L.C.B., S.O. Bernardo e C.P. Oliveira (2004). “Variabilidade da circulação da grande escala sobre o Atlântico Subtropical”. Em: *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*.

Montenegro, S. e R. Ragab (2012). “Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil”. Em: *Journal of Hydrology* 434-435, pp. 55 –68.

- Moura, A.D. e J. Shukla (1981). “On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model”. Em: *Journal of the Atmospheric Sciences* 38, pp. 2653–2675.
- Murray, R.J. e I. Simmonds (1991). “A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme”. Em: *Australian Meteorological Magazine* 39, pp. 155–166.
- Musk, L.F (1988). *Weather Systems*. Ed. por Cambridge University Press.
- Muza, M. N. et al. (2009). “Intraseasonal and Interannual Variability of Extreme Dry and Wet Events over Southeastern South America and the Subtropical Atlantic during Austral Summer”. Em: *Journal of Climate* 22, pp. 1682–1699.
- Nielsen, D.M. et al. (2016). “Local indices for the South American monsoon system and its impacts on Southeast Brazilian precipitation patterns”. Em: *Natural Hazards* 83, pp. 909–928.
- Nobre, P. e J. Shukla (1996). “Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America”. Em: *Journal of Climate* 9, pp. 2464–2479.
- Pezzi, L. P. e I. F. A Cavalcanti (2001). “The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study”. Em: *Climate Dynamics* 17, pp. 205–212.
- Poveda, G., P.R Waylen e R.S Pulwarty (2006). “Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica”. Em: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, pp. 3 –27.
- Reboita, M.S. et al. (2010). “Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica”. Em: *Revista Brasileira de Meteorologia* 25, pp. 185–204.
- Reboita, M.S. et al. (2019). “The South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and Future Climate”. Em: *Frontiers in Earth Science* 7, p. 8.
- Ribeiro Neto, A. et al. (2016). “Hydrological Processes and Climate Change in Hydrographic Regions of Brazil”. Em: *Journal of Water Resource and Protection* 8, pp. 1103–1127.
- Robertson, A.W. e C.R. Mechoso (2000). “Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone”. Em: *Monthly Weather Review* 128, pp. 2947–2957.
- Rodrigues, R. (2011). “Climatologia mensal do anticiclone subtropical do Atlântico Sul”. Diss. de mest. Universidade Federal de Rondônia, p. 95.
- Rodrigues, R.R., E.J. D. Campos e R. Haarsma (2015). “The Impact of ENSO on the South Atlantic Subtropical Dipole Mode”. Em: *Journal of Climate* 28, pp. 2691–2705.

Rodwell, M. J. e B. J. Hoskins (2001). “Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons”. Em: *Journal of Climate* 14, pp. 3192–3211.

Salcedo-Castro, J. et al. (2015). “Using the mean pressure gradient and NCEP/NCAR reanalysis to estimate the strength of the South Atlantic Anticyclone”. Em: *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 71, pp. 83 –90.

Servain, J. (1991). “Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications”. Em: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96, pp. 15137–15146.

Silva, A.B (2012). “Influência dos fluxos de calor em superfície no início e no final da estação chuvosa sobre a região Centro-Oeste do Brasil.” Diss. de mestr. INPE, p. 201.

Silva, A.E. e L. M. V. Carvalho (2007). “Large-scale index for South America Monsoon (LISAM)”. Em: *Atmospheric Science Letters* 8, pp. 51–57.

Silva, V.B e V.E Kousky (2012). *The South American Monsoon System: Climatology and Variability*. Ed. por Shih-Yu (Simon) Wang e Robert R. Gillies. Rijeka: IntechOpen. Cap. 5.

Silveira, C. et al. (2016). “Mudanças climáticas na bacia do rio São Francisco: Uma análise para precipitação e temperatura”. Em: *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 21, pp. 416 –428.

Souza, E. e P. Nobre (1998). “Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico Tropical”. Em: 13, pp. 31–44.

Stocker, T.F. et al. (2013). “Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”. Em: *Cambridge University Press*, pp. 1138–1191.

Sun, X., K.H. Cook e E.K. Vizzy (2017). “The South Atlantic Subtropical High: Climatology and Interannual Variability”. Em: *Journal of Climate* 30, pp. 3279–3296.

Taschetto, A. S. e I. Wainer (2008). “The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation”. Em: *Annales Geophysicae* 26, pp. 3457–3476.

Torrence, C. e G.P. Compo (1998). “A Practical Guide to Wavelet Analysis”. Em: *Bulletin of the American Meteorological Society* 79, pp. 61–78.

Toshie Kayano, M., R. Valéria Andreoli e R. A. Ferreira de Souza (2011). “Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall”. Em: *International Journal of Climatology* 31, pp. 1119–1134.

- Toshie Kayano, M. et al. (2018). “How the two nodes of the tropical Atlantic sea surface temperature dipole relate the climate of the surrounding regions during austral autumn”. Em: *International Journal of Climatology* 38, pp. 3927–3941.
- Tucci, C., B. Silva e W. Collischonn (2005). “Previsão de vazão de longo prazo na bacia do Rio São Francisco III: Previsão de vazão”. Em: *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Pp. 1–14.
- Turner, A. e H. Annamalai (ago. de 2012). “Climate change and the South Asian monsoon”. Em: *Nature Climate Change* 2, pp. 587–595.
- Venegas, S. A., L. A. Mysak e D. N. Straub (1997). “Atmosphere–Ocean Coupled Variability in the South Atlantic”. Em: *Journal of Climate* 10, pp. 2904–2920.
- Vera, C. et al. (2006). “Toward a Unified View of the American Monsoon Systems”. Em: *Journal of Climate* 19, pp. 4977–5000.
- Vianello, R.L. e L.F.P.G. Maia (1986). “Estudo preliminar da climatologia dinâmica do estado de Minas Gerais”. Em: *I Congresso Interamericano de Meteorologia*. Pp. 185–194.
- Wilks, D.S. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 3^a ed. International Geophysics Series.
- Yin, L. et al. (2013). “How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America?” Em: *Climate Dynamics* 41, pp. 3127–3143.
- Zhou, J. e K.M. Lau (1998). “Does a Monsoon Climate Exist over South America?” Em: *Journal of Climate* 11, pp. 1020–1040.

APÊNDICES

A - CARACTERÍSTICAS DAS SÉRIES DE VAZÃO OBSERVADA

Na Tabela A.1 são apresentadas as características e localização das estações de medição das séries de vazão observadas usadas neste estudo.

Tabela A.1 – Características e localização das estações de medição de vazão na bacia do rio São Francisco.

CÓDIGO	LATITUDE	LONGITUDE	BACIA	ÁREA [Km^2]
40053000	-20,24	-45,66	CALCIOLÂNDIA	296
40060001	-19,89	-46,02	TAPIRA JUSANTE	569
40100000	-19,28	-45,29	PORTO DAS ANDORINHAS	14000
40170000	-20,22	-44,92	MARILÂNDIA (PONTE BR-494)	1040
40185000	-20,18	-44,89	PARI	1910
40269900	-20,07	-44,58	ITAÚNA MONTANTE	338
40500000	-19,33	-45,22	MARTINHO CAMPOS	769
40850000	-19,42	-44,55	PONTE DA TAQUARA	8750
41050000	-18,71	-46,04	MAJOR PORTO	1200
41135000	-17,37	-44,94	PIRAPORA BARREIRO	62200
41260000	-19,71	-43,81	PINHÃRES	3730
41300000	-19,65	-43,69	TAQUARAÇU	618
41380000	-19,46	-43,90	PONTE PRETA	564
41410000	-19,23	-44,02	JEQUITIBÃ	7080
41440005	-19,37	-44,15	REPRESA JUSANTE	238
41685000	-18,60	-44,28	PONTE DO PICÃO	534
41780002	-18,65	-44,05	PRESIDENTE JUSCELINO JUSANTE	3980
41990000	-17,60	-44,71	VÃRZEA DA PALMA	26500
42187000	-16,47	-44,38	PONTE DOS CIGANOS	1310
42250000	-17,92	-47,01	FAZENDA LIMOEIRO	464
42290000	-17,50	-46,57	PONTE DA BR-040 - PARACATU	7750
42395000	-17,26	-46,47	SANTA ROSA	12800
42546000	-16,13	-46,75	FAZENDA SANTA CRUZ	553
42840000	-18,14	-45,76	VEREDAS	210
43200000	-16,37	-45,07	SÃO ROMÃO	154000
43670000	-16,13	-45,74	VILA URUCUIA	18600
44200000	-15,95	-44,87	SÃO FRANCISCO	184000
44250000	-15,48	-44,77	USINA DO PANDEIROS MONTANTE	3230
44290002	-15,60	-44,40	PEDRAS DE MARIA DA CRUZ	194000
44500000	-14,76	-43,93	MANGA	202000

Continua na próxima página

CÓDIGO	LATITUDE	LONGITUDE	BACIA	ÁREA [Km²]
44670000	-15,34	-43,68	COLÃNIA DO JAIBA	12200
45131000	-14,31	-44,46	SÃO GONÇALO	6020
45170001	-14,26	-44,52	FAZENDA PORTO ALEGRE	5850
45210000	-14,28	-44,41	LAGOA DAS PEDRAS	12600
45220000	-14,42	-44,48	CAPITÃNEA	2380
45260000	-14,26	-44,15	JUVENÁLIA	16300
45298000	-14,30	-43,76	CARINHANHA	254000
45480000	-13,26	-43,44	BOM JESUS DA LAPA	271000
45590000	-13,34	-44,64	CORRENTINA	3900
45770000	-13,45	-44,57	ARROJADO	5540
45840000	-13,71	-44,64	GATOS	7130
45910001	-13,40	-44,20	SANTA MARIA DA VITORIA	29600
45960001	-13,29	-43,91	PORTO NOVO	31000
46035000	-12,87	-43,38	GAMELEIRA	309000
46105000	-12,70	-43,23	PARATINGA	314000
46150000	-12,18	-43,22	IBOTIRAMA	323000
46360000	-11,56	-43,28	MORPARÃ	345000
46455000	-12,41	-45,12	DEROCAL	6350
46570000	-11,90	-45,61	PONTE SERAFIM - MONTANTE	2710
46770000	-10,99	-45,53	FAZENDA BOM JARDIM	6930
46830000	-11,01	-44,52	IBIPETUBA	17900
46902000	-11,36	-43,85	BOQUEIRÃO	46400
48020000	-9,41	-40,50	JUAZEIRO	516000
48290000	-8,81	-39,82	SANTA MARIA DA BOA VISTA	535000
48590000	-8,63	-39,24	IBÃ	561000
49330000	-9,63	-37,76	PIRANHAS	610000
49370000	-9,75	-37,45	PÃO DE AÇÚCAR	615000
49660000	-9,97	-37,00	TRAIPU	630000
49705000	-10,21	-36,82	PROPRIÁ	631000

B - ANÁLISE DE DESCOMPOSIÇÃO EM FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS

Nesta seção será descrita a metodologia de cálculo das Funções Ortogonais Empíricas (EOF). Neste estudo, um conjunto de 59 séries de vazão com resolução mensal, localizadas ao longo da bacia do rio São Francisco, para um período de 1980 a 2012, foi usado para calcular as EOFs. De acordo com Hannachi et al. (2007), o procedimento para calcular as EOFs é o seguinte:

- Considere um conjunto de dados del campo Θ , medidos nos lugares $m = 1, \dots, M$, nos tempos $t = 1, \dots, N$. Por tanto, temos M séries de tempo de $\Theta_m(t)$ de comprimento N, sendo $N > M$.
- Construir a série de anomalias padronizadas, subtraindo a média e dividindo pelo desvio padrão do mês em que foi medido o valor de Θ .

$$F_m(t) = \frac{\Theta_m(t) - \mu_m}{\sigma_m} \quad (\text{B.1})$$

- Construir a matriz de dados $F_{N \times M}$, onde as séries padronizadas são colocadas de acordo com a localização espacial, isto é, a primeira coluna da matriz F corresponde à série padronizada do campo Θ da estação localizada mais ao norte; e a última coluna corresponde à série padronizada da estação localizada mais ao sul.

$$F_{N \times M} = \begin{bmatrix} F_1(1)F_2(1) \cdots F_M(1) \\ F_1(2)F_2(2) \cdots F_M(2) \\ \vdots \\ F_1(N)F_2(N) \cdots F_M(N) \end{bmatrix} \quad (\text{B.2})$$

- Calcular a matriz de correlação R , que corresponde a uma matriz quadrada de dimensão $M \times M$, cuja diagonal principal tem o valor de 1.
- Calcular os valores e vetores próprios da matriz R , onde a matriz de vetores próprios corresponde às EOFs.
- Calcular a porcentagem de variância explicada (VE) por cada EOF, onde V_p é o valor próprio da matriz R :

$$VE = \frac{V_p}{\sum V_p} * 100 \quad (\text{B.3})$$

- Calcular as componentes principais (CP) como o produto da matriz inicial (F) e as EOF:

$$CP_i = F * FEOF_i \quad (\text{B.4})$$

As EOFs são representadas em mapas que mostram os modos de oscilação de maneira compacta dos dados analisados. Já as CPs representam a evolução temporal dos dados analisados. As CPs são geralmente usadas para a análise do comportamento da série de dados com respeito a outras variáveis físicas.

C - VARIABILIDADE SAZONAL DOS ÍNDICES EM PERÍODOS DE 30 ANOS PARA O PERÍODO FUTURO.

C.1 - ÍNDICES DE VENTO

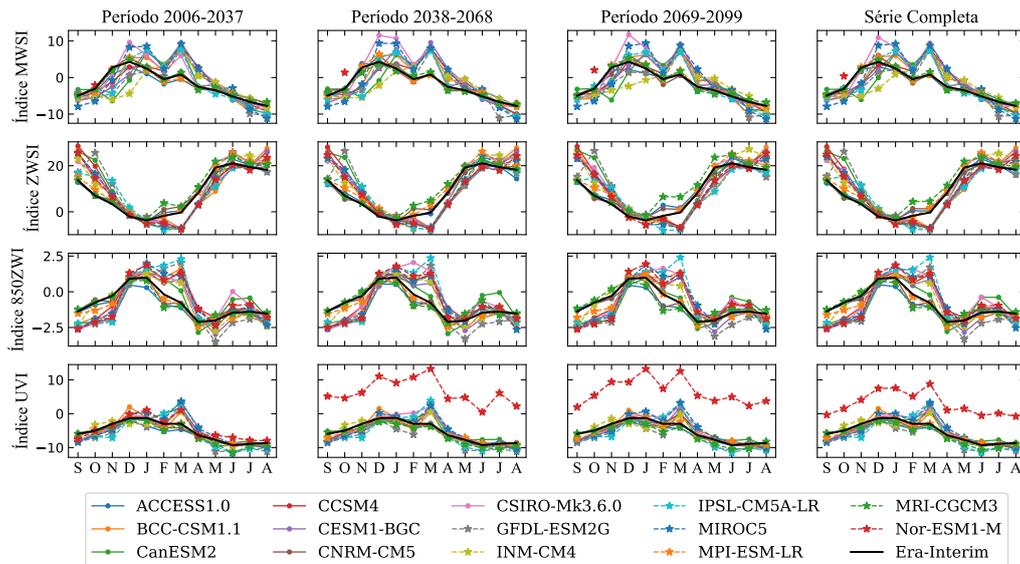


Figura C.1 – Sazonalidade dos índices de vento por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 4.5

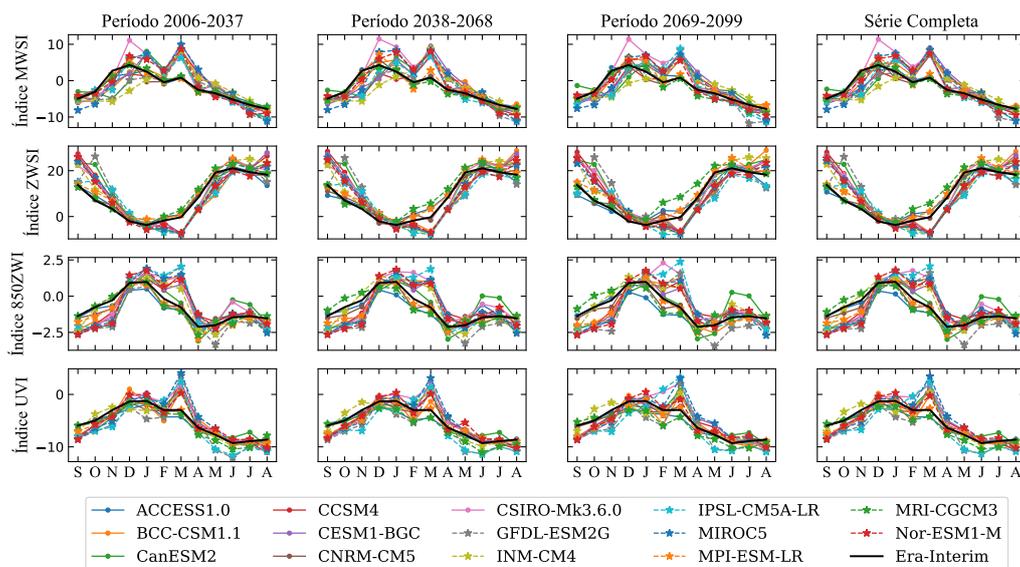


Figura C.2 – Sazonalidade dos índices de vento por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 8.5

C.2 - ÍNDICES DE TEMPERATURA

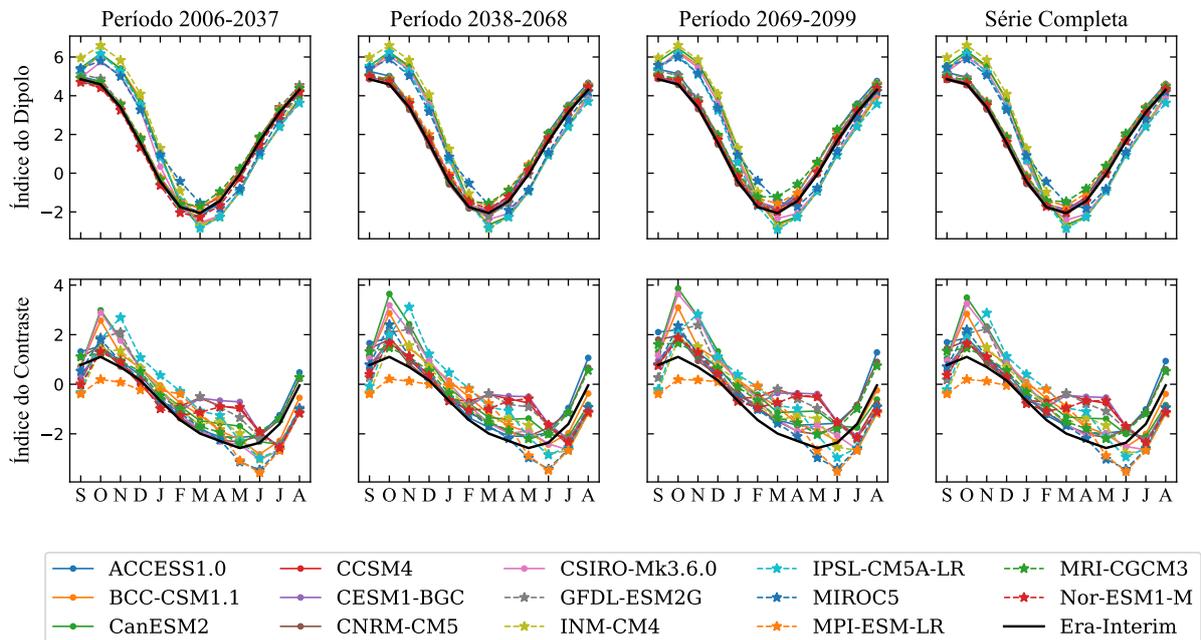


Figura C.3 – Sazonalidade dos índices de temperatura por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 4.5

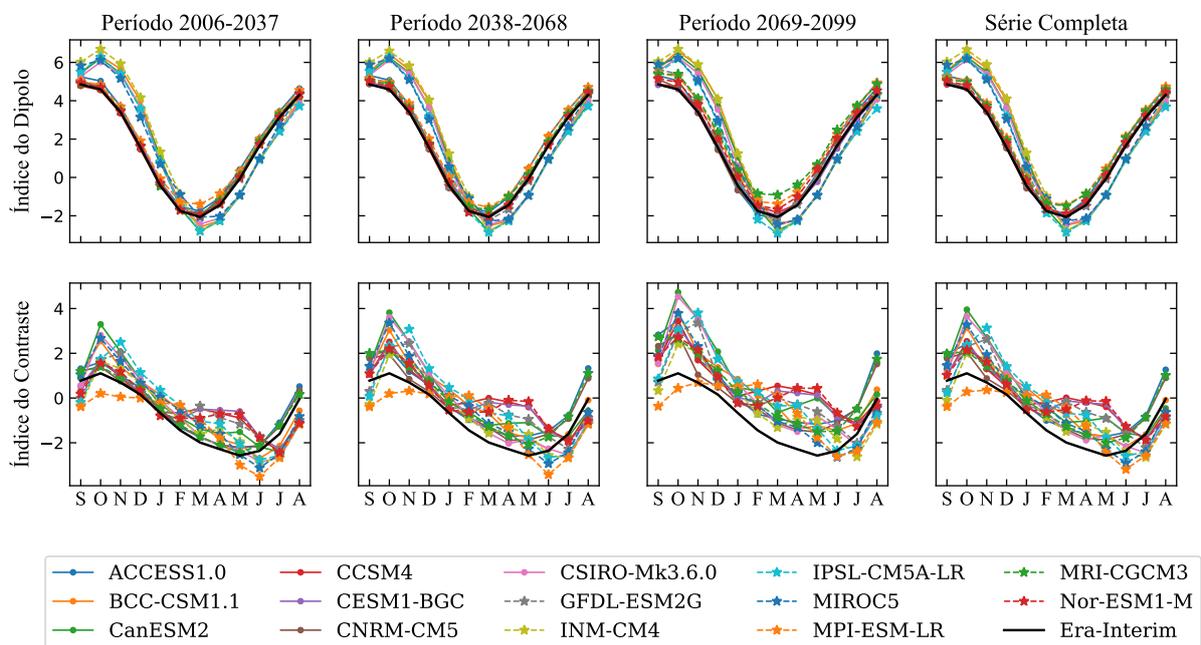


Figura C.4 – Sazonalidade dos índices de temperatura por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 8.5

C.3 - ÍNDICES DE PRESSÃO

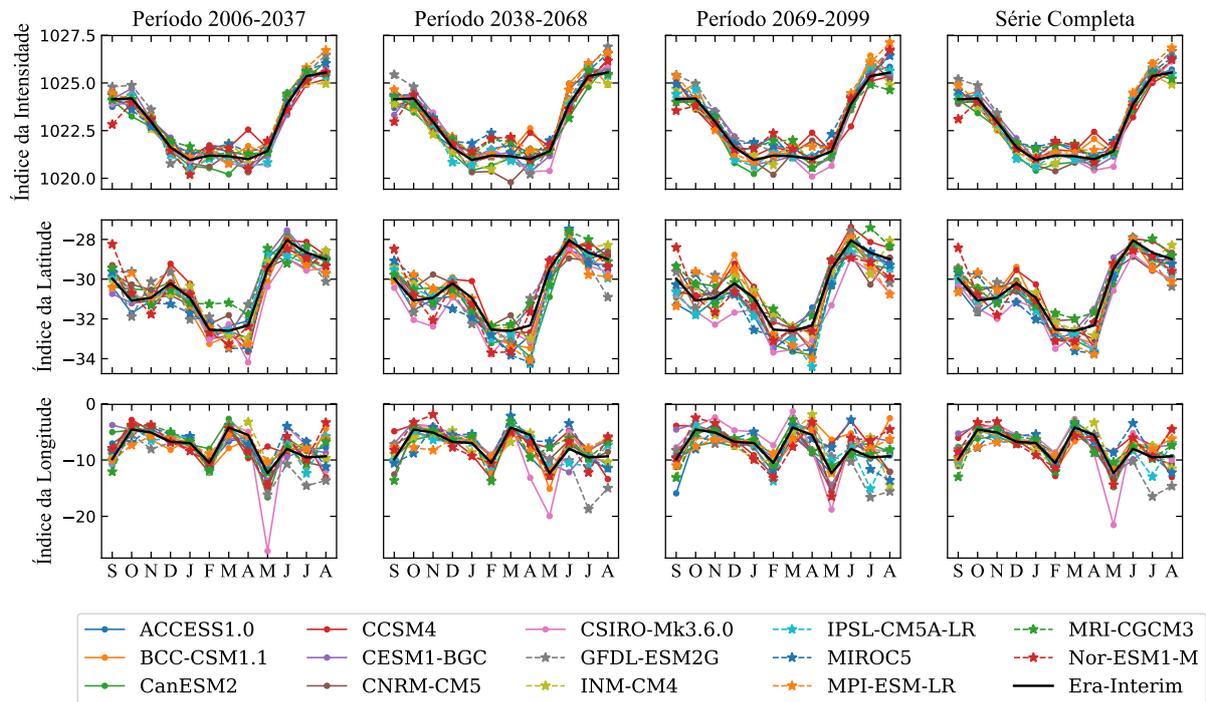


Figura C.5 – Sazonalidade dos índices de pressão por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 4.5

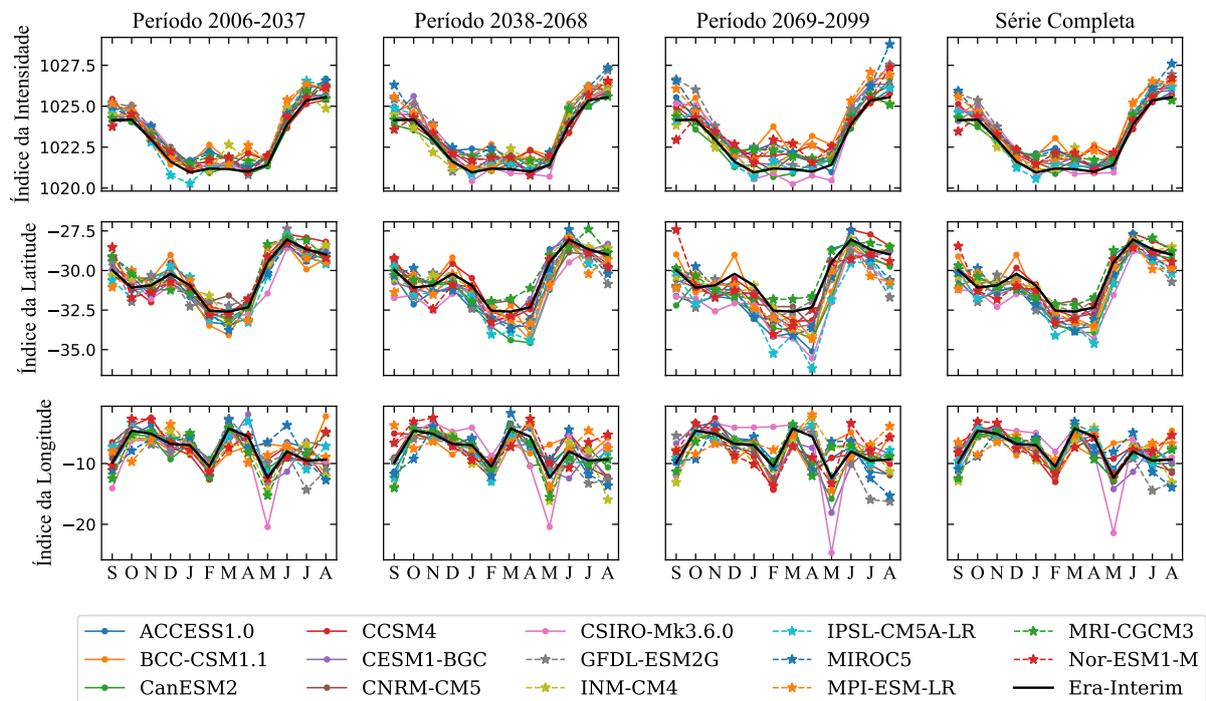


Figura C.6 – Sazonalidade dos índices de pressão por períodos de 30 anos no período futuro para o cenário RCP 8.5