

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

NICOLE CRISTINE LAUREANTI

A INFLUÊNCIA DE MODOS DE VARIABILIDADE DE TSM DE DIFERENTES
ESCALAS NAS CARACTERÍSTICAS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

CURITIBA
2020

NICOLE CRISTINE LAUREANTI

A INFLUÊNCIA DE MODOS DE VARIABILIDADE DE TSM DE DIFERENTES
ESCALAS NAS CARACTERÍSTICAS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientadora: Profa. Dra. Alice Marlene Grimm

CURITIBA
2020

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

L378i

Laureanti , Nicole Cristine

A influência de modos de variabilidade de TSM de diferentes escalas nas características da precipitação na América do Sul [recurso eletrônico] /Nicole Cristine Laureanti. – Curitiba, 2020.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, 2020.

Orientadora: Alice Marlene Grimm.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Precipitação (Meteorologia) - Variabilidade. 3. Fundo do mar - Temperatura. I. Universidade Federal do Paraná. II. Grimm, Alice Marlene. III. Título.

CDD: 551.5

Bibliotecária: Vanusa Maciel CRB- 9/1928



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO ENGENHARIA
AMBIENTAL - 40001016075P3

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **NICOLE CRISTINE LAUREANTI**, intitulada: **A INFLUÊNCIA DE MODOS DE VARIABILIDADE DE TSM DE DIFERENTES ESCALAS NAS CARACTERÍSTICAS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL**, sob orientação da Profa. Dra. ALICE MARLENE GRIMM, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de Mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 28 de Fevereiro de 2020.

ALICE MARLENE GRIMM
Presidente da Banca Examinadora

MARY TOSHIE KAYANO
Avaliador Externo (INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS)

MICHAEL MANNICH
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

AGRADECIMENTOS

À Prof^ª Dr^ª Alice Marlene Grimm, professora que idealizou essa pesquisa junto comigo e possibilitou a minha jornada na meteorologia há alguns anos atrás. Obrigada por ser minha fonte de inspiração a todo o momento.

Aos pesquisadores que aceitaram o convite de compor a minha banca, dedicando tempo e atenção, além de também enviarem suas contribuições para o trabalho. À Prof^ª Dr^ª Mary Toshie Kayano e ao Prof^º Dr^º Ricardo Almeida cujo trabalho também foram fontes inspiradoras para esse.

Aos professores do Departamento de Engenharia Ambiental da UFPR que me apoiaram desde a graduação até o mestrado. Em especial ao Prof^º Dr^º Michael Mannich pela participação na banca, orientação e amizade adquirida com o passar dos anos.

Aos meus colegas do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental e do Laboratório de Meteorologia da UFPR, tanto os que me acompanham com amizade desde 2015 e aos mais novos que recentemente me ajudaram imensamente. Em especial, Karollyn, Kenedy, Laís e Luana, pelos conselhos e companheirismo, pessoas que tornaram a produção menos árdua e cansativa.

A todo suporte emocional representado pela minha família e amigos que estiveram ao meu lado durante esses anos. Agradeço pelos momentos diários logo pela manhã e pelos só de fim de semana, por todas as idas e vindas, crises e risos. Enfim, por todo o conjunto e por cada detalhe.

Além disso, um fator determinante para essa pesquisa foi o suporte financeiro, representado pela CAPES e UFPR. Agradeço e defendo o incentivo público à pesquisa para o desenvolvimento da nação.

Enfim, poderia dizer que esse trabalho foi por vocês, mas confesso que foi por mim, mas se não fosse com vocês não teria sido nem a metade.

*“O que distingue o homem
não é a grandeza do gênio,
mas a alteza do caráter.”*

Armando Righetto

RESUMO

O diagnóstico dos impactos de modos de variabilidade climática auxilia o detalhamento da previsão climática e, com isto, dá suporte para o gerenciamento de recursos hídricos e o planejamento em vários setores econômicos, entre eles a agricultura, geração de energia e a defesa civil. Existem modos de variabilidade com diferentes escalas temporais que, segundo registros, causam alterações na precipitação da América do Sul (AS). Esse estudo pretende abordar os modos de maior influência sobre o continente e seus impactos, enfatizando a variabilidade interanual e interdecadal na temperatura da superfície do mar (TSM) na primavera e no verão. Tais modos são caracterizados com Análise de Componentes Principais ou com índices propostos. O diagnóstico dos impactos é realizado através de métodos comparativos para análise da atuação de cada modo e do seu efeito combinado com outros modos sobre diferentes indicadores de precipitação diária, circulação atmosférica, TSM e pressão. O mais importante é o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), cujos impactos na região tropical são produzidos por teleconexões trópicos-trópicos, enquanto variações na precipitação nos extratropicos, principalmente durante a primavera, devem-se à propagação trópicos-extratropicos de ondas de Rossby. Em ambas as estações ocorrem variações no fluxo de umidade provocadas por ENOS na região. Porém, os efeitos do ENOS podem sofrer interferências que alteram seus impactos, resultado de conexões com os Oceanos Pacífico e o Atlântico. Dentre essas conexões, a mais importante é com a Oscilação Interdecadal do Pacífico (OIP), ocorre em ambas as estações na fase positiva, fortalecendo as anomalias sobre o centro-leste da AS. Além disso, intensificam-se os impactos na primavera no Sul e Norte do Brasil quando ENOS: 1) ocorre em fase com o modo de variabilidade de TSM no Atlântico Sul; ou 2) ocorre em fase com a Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) e fase oposta à Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), devido a relação desses modos. Já no verão, os impactos de ENOS são bastante intensos e a combinação com os demais modos, quando em regiões diferentes, tendem a seguir o padrão do impacto de ENOS. Além disso, evidências indicam que o modo que exibe menos interferência de outros modos sobre seus impactos na AS é o modo de variabilidade do Atlântico Tropical Sul, enquanto o modo do Atlântico Tropical Norte possui atuação semelhante à da OMA, porém embora ocorra com maior frequência a atuação é mais fraca.

Palavras-chave: América do Sul; precipitação; modos de variabilidade.

ABSTRACT

Diagnosing the impacts of climate variability modes helps detailing climate forecasting and thereby provides better tools for water resources management and planning in many economic sectors, including agriculture, energy production and civil defense. There are variability modes with different time scales which, according to previous work, cause variations in precipitation over South America (SA). This study aims to focus on the modes of major influence on the continent and their impacts on rainfall characteristics, emphasizing interannual and interdecadal variability of Sea Surface Temperature (SST) during spring and summer. Such modes are characterized using principal component analysis (PCA) or other proposed indices. Impact diagnosis is performed through comparative methods for analyzing each mode and its combined effects with other modes on different indicators of daily rainfall, atmospheric circulation, SST, and pressure. The most important mode is El Niño-Southern Oscillation (ENSO), whose impacts in the tropical region are produced by tropics-tropics teleconnections, while extratropical variations in precipitation, mainly during spring, are due to the tropics-extratropics Rossby waves propagation. In both seasons also occur modifications in the moisture flux produced by ENSO in this region. However, the ENSO effects may undergo interferences that alter their impacts, resulting from connections with the Pacific and Atlantic Oceans. Among these connections, the most important is with the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO) and occur in both seasons in the positive phase, strengthening anomalies over center-east SA. In addition, the impacts during spring are intensified in South and North Brazil when ENSO: 1) occurs in phase with the SST variability mode of South Atlantic; or 2) occurs in phase with Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), and opposite phase to Pacific Decadal Oscillation (PDO), due to the relation between these modes. During summer, ENSO impacts are severe and the combination with other modes, when in different regions, tends to follow the ENSO impact pattern. Besides, evidence indicates that the mode that exhibits less interference of other modes on its impacts over SA is the Tropical South Atlantic mode, whereas the Tropical North Atlantic mode has similar impacts as the AMO, although it happens more often its effects are weaker.

Key words: South America; precipitation; variability modes.

Prefácio

Os anexos são material complementar a este trabalho, recomenda-se a leitura conjunta dos mesmos para melhor compreensão do texto.

Entre os anexos está disponível o glossário, onde são concentradas definições explicativas de verbetes enumerados distribuídos ao longo do texto. A enumeração, no formato de notas de rodapé, permite ao leitor a referenciação dos verbetes quando foram apresentados.

As abreviações utilizadas são citadas durante o texto e também foram dispostas na lista de abreviações e siglas.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES).

SUMÁRIO

1 Introdução e justificativa	20
2 Objetivos	22
2.1 Objetivos gerais	22
2.2 Objetivos específicos	22
3 Revisão bibliográfica	23
3.1 A climatologia da América do Sul	23
3.2 Atuação de modos de variabilidade climática	27
3.3 Variabilidade de TSM no Oceano Pacífico	31
3.3.1 El Niño-Oscilação Sul – ENOS.....	31
3.3.2 Oscilação Interdecadal do Pacífico – OIP.....	33
3.3.3 Oscilação Decadal do Pacífico – ODP.....	34
3.4 Variabilidade de TSM no Oceano Atlântico	35
3.4.1 Oscilação Multidecadal do Atlântico – OMA.....	35
3.4.2 Modo de variabilidade do Atlântico Tropical Norte – ATN	35
3.4.3 Modo de variabilidade do Atlântico Tropical Sul – ATS.....	36
3.5 Sobreposição de modos climáticos	36
4 Dados e metodologia	39
4.1 Conjunto de dados	40
4.2 Filtro gaussiano.....	42
4.3 Análise de Componentes Principais – ACP	43
4.4 Obtenção dos índices de precipitação.....	44
4.5 Correlação total	47
4.6 Correlação parcial.....	48
4.7 Composição de anomalias	49

4.8 Testes de significância	51
4.8.1 T de Student (T)	51
4.8.2 Mann-Whitney U (MWU)	53
4.8.3 Kolmogorov-Smirnov (KS)	54
5 Determinação dos modos de variabilidade	55
6 Relações dos modos com campos atmosféricos	64
7 Relações dos modos com a precipitação.....	68
8 Diferença entre a distribuição de chuva em fases opostas dos modos	72
8.1 Diferença entre fases do ENOS.....	72
8.2 Diferença entre fases da OIP	76
8.3 Diferença entre fases da ODP.....	78
8.4 Diferença entre fases da OMA.....	81
8.5 Diferença entre fases do Modo do ATN	84
8.6 Diferença entre fases do Modo do ATS	86
9 Diagnóstico de impactos da combinação de fases dos modos	89
9.1 Relação entre os modos do Oceano Pacífico	91
9.2 Relação entre os modos do Oceano Atlântico	109
9.3 Relação entre os modos do Oceano Pacífico e Atlântico	122
10 Considerações finais	149
11 Referências	153
12 Anexos.....	159
Anexo 1 — Diferença entre composições de anomalias em fases opostas dos modos para variáveis globais.....	159
Anexo 2 — Diferença entre composições de anomalias em fases opostas dos modos para os índices de chuva.....	161
Anexo 3 — Significância da diferença entre composições de anomalias em fases opostas dos	

modos para os índices de chuva	163
Anexo 4 — Correlação entre os modos de variabilidade	167
Anexo 5 — Tabelas de anos com combinações de fases dos modos	168
Anexo 6 — Composições cruzadas dos modos para fases combinadas	179
Anexo 7 — Glossário.....	185

Lista de ilustrações

Figura 1.1: Climatologia anual de precipitação na América do Sul.....	23
Figura 1.2: Média climatológica de precipitação e linhas de corrente em baixos níveis (850 hPa).....	25
Figura 1.3: Média climatológica de precipitação e linhas de corrente em altos níveis (200 hPa).....	26
Figura 1.4: Anomalias de vento divergente em 200hPa e precipitação médios de verão um ano normal (1981-1982), ano de El Niño (2015-2016) e ano de La Niña (1999-2000).	28
Figura 1.5: Esquema dos modos de variabilidade utilizados e seus respectivos locais de atuação mais intensa.....	30
Figura 1.6: Seção transversal de altura-longitude das anomalias de velocidade vertical de verão um ano normal (1981-1982), ano de El Niño (2015-2016) e ano de La Niña (1999-2000).	32
Figura 4.1: Resumo dos métodos aplicados para obtenção dos modos.....	39
Figura 4.2: Resumo da metodologia para diagnóstico de impactos dos modos.....	40
Figura 4.3: Série de variabilidade de TSM, (a) antes e (b) depois da aplicação do filtro de Gauss.....	42
Figura 4.4: Exemplo de cálculo para eventos extremos para a quadrícula 49°O 25°S.....	46
Figura 4.5: Distribuição espacial de limiares de precipitação extrema médios para os meses de Janeiro, Abril, Julho e Outubro.....	47
Figura 4.6: Diagrama de Venn explicando a relação de dependência entre três séries que é removida pela correlação parcial de primeira ordem.....	49
Figura 4.7: Exemplo de composição de séries temporais de verão para os modos: ENOS, ODP e OIP.....	51
Figura 5.1: Modos de variabilidade que representam ENOS, obtidos da ACP da variabilidade total de TSM para (a) primavera (b) verão (c) outono e (d) inverno.....	56
Figura 5.2: Série temporal original do índice da ODP na primavera e após a passagem do filtro gaussiano.....	57
Figura 5.3: Modos de variabilidade que representam OIP, obtidos com ACP da variabilidade interdecadal de TSM para (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.....	58
Figura 5.4: Modos de variabilidade que representam OMA, obtidos com ACP da variabilidade interdecadal de TSM para (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.....	60
Figura 5.5: Modos de variabilidade que representam o ATN, obtidos da ACP da variabilidade total de TSM no Oceano Atlântico para (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.....	62
Figura 5.6: Modos de variabilidade que representam o ATS, obtidos da ACP da variabilidade total de TSM no Oceano Atlântico para (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.....	63
Figura 6.1: Campos globais de correlação dos modos com TSM, PNM e FCZA (850hPa e 200hPa) – Primavera.....	65
Figura 6.2: Campos globais de correlação dos modos com TSM, PNM e FCZA (850hPa e 200hPa) – Verão.....	67
Figura 7.1: Campos de correlação dos modos com PT, PM, ND e EXT – Primavera.....	69
Figura 7.2: Campos de correlação dos modos com PT, PM, ND e EXT – Verão.....	71
Figura 8.1: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa de ENOS de (a) PT (mm/mensal), (b) PM (mm/dia), (c) ND (dias) e (d) EXT para o teste de KS – Primavera.....	72
Figura 8.2: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT nas regiões assinaladas – Primavera.....	73

Figura 8.3: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa de ENOS de (a) PT (mm/mensal), (b) PM (mm/dia), (c) ND (dias) e (d) EXT para o teste de KS – Verão.....	74
Figura 8.4: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT nas regiões assinaladas – Verão.	75
Figura 8.5: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da OIP de PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste de KS – Primavera.....	76
Figura 8.6: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT nas regiões assinaladas – Primavera.	77
Figura 8.7: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da OIP e (b) curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Verão.	78
Figura 8.8: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da ODP e (b) curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Primavera.....	79
Figura 8.9: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da ODP de PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste de KS – Verão.....	80
Figura 8.10: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT nas regiões assinaladas – Primavera.	81
Figura 8.11: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da OMA de PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste de KS – Primavera.....	82
Figura 8.12: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT na região assinalada – Primavera.	82
Figura 8.13: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da OMA e (b) Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Verão.	83
Figura 8.14: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa do modo do ATN de PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste de KS – Primavera.	84
Figura 8.15: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT na região assinalada – Primavera.	85
Figura 8.16: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa do modo do ATN e (b) Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Verão.	86
Figura 8.17: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa do modo do ATS e (b) Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Primavera.	87
Figura 8.18: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa do modo do ATS e (b) Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Verão.	88
Figura 9.1: Relação percentual entre a quantidade de fases isoladas de um modo com relação à quantidade de fase neutra de outro.	91

Figura 9.2: Séries temporais dos modos: ENOS, ODP e OIP para (a) primavera e (b) verão.	92
Figura 9.3: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para TSM usando os modos do Oceano Pacífico.	93
Figura 9.4: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos do Oceano Pacífico – Primavera.	96
Figura 9.5: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos do Oceano Pacífico – Verão.	98
Figura 9.6: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico – Primavera.	100
Figura 9.7: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico – Primavera.	101
Figura 9.8: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico – Primavera.	102
Figura 9.9: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando diferentes combinações dos modos do Oceano Pacífico – Primavera.	104
Figura 9.10: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico – Verão.	106
Figura 9.11: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modo OIP do Oceano Pacífico – Verão.	107
Figura 9.12: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando diferentes combinações dos modos do Oceano Pacífico – Verão.	108
Figura 9.13: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para TSM usando os modos do Oceano Atlântico.	110
Figura 9.14: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos do Oceano Atlântico – Primavera.	112
Figura 9.15: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos do Oceano Atlântico – Verão.	113
Figura 9.16: Campos de correlação parcial de segunda ordem de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA a 200 hPa e (d) a 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Atlântico – Primavera.	115
Figura 9.17: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Atlântico – Primavera.	116
Figura 9.18: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Atlântico – Primavera.	117
Figura 9.19: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Atlântico – Verão.	119
Figura 9.20: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Atlântico – Verão.	121
Figura 9.21: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para TSM usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico.	123

Figura 9.22: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Primavera.	125
Figura 9.23: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Verão.	126
Figura 9.24: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Primavera.	130
Figura 9.25: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Primavera.	131
Figura 9.26: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Primavera.	134
Figura 9.27: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e de OMA – Primavera.	135
Figura 9.28: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e do modo ATS – Primavera.	137
Figura 9.29: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico e OMA – Verão.	140
Figura 9.30: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico e OMA – Verão.	144
Figura 9.31: Campos de correlações parciais de segunda ordem para PT, usando os modos do Oceano Pacífico e os modos ATS e OMA – Verão.	145
Figura 9.32: Campos de composições cruzadas de PT, usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Verão.	147
Figura 9.33: Campos de composições cruzadas de PT, usando os modos do Oceano Pacífico e o modo do ATS – Verão.	148
Figura 12.1: Campos da diferença entre composições de anomalias dos modos em fase positiva e negativa para TSM, PNM, FCZA em 850hPa e em 200hPa – Primavera.	159
Figura 12.2: Campos da diferença entre composições de anomalias dos modos em fase positiva e negativa para TSM, PNM, FCZA em 850hPa e em 200hPa – Verão.	160
Figura 12.3: Diferença entre a composição de anomalias em anos de fase positiva e negativa dos modos para a PT, PM, ND e EXT – Primavera.	161
Figura 12.4: Diferença entre a composição de anomalias em anos de fase positiva e negativa dos modos para a PT, PM, ND e EXT – Verão.	162
Figura 12.5: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase opostas dos modos para PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste MWU – Primavera.	163
Figura 12.6: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase opostas dos modos para PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste T – Primavera.	164
Figura 12.7: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase opostas dos modos para PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste MWU – Verão.	165
Figura 12.8: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase opostas dos modos para PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste T – Verão.	166

Figura 12.9: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e de OMA – Primavera.....	179
Figura 12.10: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e do modo ATS – Primavera.....	180
Figura 12.11: Campos de correlações parciais de segunda ordem de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA a 200 hPa e (d) a 850hPa usando os modos do Oceano Pacífico e os modos ATS e OMA – Verão.	182
Figura 12.12: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Verão.	183
Figura 12.13: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos dos Oceano Pacífico e o ATS e ATN – Verão.	184

Lista de tabelas

Tabela 4.1: Valores dos pesos do Filtro Gaussiano.....	43
Tabela 4.2: Características principais que determinaram a utilização de cada índice.	45
Tabela 9.1: Correlação entre os modos de variabilidade para cada estação do ano.	89
Tabela 12.1: Correlação entre os modos de variabilidade para cada estação do ano.	167
Tabela 12.2: Anos de fases isoladas obtidos pela composição de anomalias cruzadas – Primavera.....	168
Tabela 12.3: Anos* de fases isoladas obtidos pela composição de anomalias cruzadas – Verão.....	173

Lista de abreviaturas e siglas

ACP	Análise de Componentes Principais
AGCMs	Atmospheric General Circulation Models: Modelos Atmosféricos Gerais de Circulação
ANA	Agência Nacional de Águas
AS	América do Sul
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATS	Atlântico Tropical Sul
CPC	Centro de Previsão do Clima
DAS	Dipolo do Atlântico Sul
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
FCZA	Função Corrente Zonalmente Assimétrica
FDP	Funções Densidade de Probabilidade
FL	<i>Factor Loadings</i> – refere-se à distribuição espacial dos resultados da ACP
FS	<i>Factor Scores</i> – refere-se à evolução temporal dos resultados da ACP
GPCC	<i>Global Precipitation Climatology Centre</i> : Central Global de Climatologia de Precipitação
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JISAO	<i>Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean</i> : Instituto Integrado de Estudo da Atmosfera e do Oceano da Universidade de Washington (EUA)
KS	Kolmogorov-Smirnov
MAN	Modo Anular Norte
MAS	Modo Anular Sul
MWU	Mann-Whitney U
NCAR	<i>National Center of Atmospheric Research</i> : Centro Nacional de Pesquisa (EUA)
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i> : Centro Nacional de Previsão Ambiental (EUA)
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> : Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (EUA)
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
OAT	Oceano Atlântico Tropical
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OIP	Oscilação Interdecadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico
PNM	Pressão ao nível do mar
SMAS	Sistema de Monções da América do Sul
TSM	Temperatura da superfície do mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

1 INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

A importância histórica da meteorologia no contexto das civilizações humanas a torna um impulsionador no desenvolvimento de novas tecnologias e fronteiras de conhecimento. Tal característica se deve aos impactos sociais e em diferentes setores da economia refletidos em nosso cotidiano.

O entendimento do assunto e suas aplicações na previsão são importantes, por exemplo, no planejamento do gerenciamento de recursos hídricos, na defesa civil e na agricultura. No Brasil, em particular, o tema é ainda mais importante, pois o país depende dos recursos hídricos tanto para aproveitamento hidrelétrico como para abastecimento de grande porte para a pecuária e a agricultura.

Além disso, o Brasil ainda sofre frequentemente com desastres decorrentes de eventos meteorológicos. Como exemplo se tem o recente El Niño de 2015-2016, que causou grandes secas e chuvas em diferentes regiões do país, afetando a geração de energia elétrica, a frequência de incêndios florestais, além de enchentes e perda de produtividade agrícola.

Em estudos meteorológicos é conveniente diferenciar tempo e clima. Vianello e Alves (2002) consideram que o tempo trata das condições atmosféricas de um determinado local, para um tempo cronológico definido e o clima é um conjunto de informações estatísticas sobre as condições de tempo em certo período em determinada área. Para a previsão de tempo, as variações mais rápidas de escala sinótica são mais importantes, enquanto para a previsão climática as oscilações climáticas, de período maior que as sinóticas, são mais determinantes.

Variações de escala sinótica podem ser moduladas pelas denominadas oscilações climáticas. Isto é, devido à atuação de uma oscilação climática, aspectos semelhantes de variabilidade sinótica podem ser intensificados por certo período do tempo. Assim, condições médias são atribuídas a diferentes fases de oscilações definidas por diferentes modos de variabilidade.

A atuação de uma oscilação climática, além de impulsionar mudanças em variáveis meteorológicas, também pode atuar sobre o regime de variabilidade de outra oscilação ocorrendo simultaneamente. Esse fenômeno é identificado tanto sobre as séries temporais, quando se verificam tendências interdecadais, assim como encontrado nos resultados de Grimm e Zilli (2009), como nos padrões espaciais, tal qual a conexão entre os impactos dos modos de variabilidade do Oceano Pacífico e Atlântico (ANDREOLI; KAYANO, 2005; ARAÚJO et al., 2013; KAYANO; ANDREOLI, 2007; KAYANO; CAPISTRANO, 2014).

O diagnóstico dos impactos das fases opostas de certo modo climático sobre a precipitação na América do Sul (AS), inclusive com o fortalecimento ou diminuição dos

efeitos de outro, é muito importante para aprimorar estudos de previsão. Isso porque os modelos de previsão podem se mostrar pouco acurados caso não consigam reproduzir a variabilidade de baixa frequência (ENFIELD et al., 2001; GRIMM et al., 2006). Além disso, este conhecimento também possibilita diferenciar as possíveis mudanças climáticas antropogênicas das flutuações climáticas naturais (GRIMM; SABOIA, 2015; VENEGAS et al., 1996).

Sobretudo, também é importante segregar os impactos sobre a precipitação em diferentes níveis de acumulação tais como a influência sobre precipitação média acumulada por evento, o número de eventos de chuva e a frequência de eventos com níveis elevados de precipitação. Assim, pode-se estabelecer a influência dos modos na precipitação sob diferentes características, como o aumento de umidade, convecção e frequência de precipitação extrema.

Este trabalho se justifica pelas lacunas que ainda existem no que se refere à análise das oscilações climáticas sobre a AS, tanto para cada fase de diferentes modos de variabilidade isolados como para diferentes combinações de fases de dois ou mais modos ocorrendo simultaneamente. A complementação desses estudos é indispensável para a caracterização das condições climáticas em cada caso e também para a avaliação e o aperfeiçoamento de modelos para a AS. A partir disso, o seguinte estudo deseja procurar a resposta para as seguintes questões:

- Sob quais aspectos as características de precipitação são alteradas devido à atuação de algum modo climático?
- Existe diferença no regime de precipitação entre fases opostas de um modo climático?
- Qual é o efeito da ocorrência simultânea de modos de variabilidade, em suas diversas combinações de fases, sobre a precipitação na AS?

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVOS GERAIS

O objetivo geral do trabalho é diagnosticar os efeitos individuais e combinados dos modos de variabilidade climática, identificando áreas com maior impacto e seus mecanismos de alteração de precipitação na AS.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Os objetivos específicos do trabalho são:

- Caracterizar oscilações em escalas interanual e interdecadal que impactam na precipitação da AS;
- Identificar, para estações do ano selecionadas, possíveis modulações geradas por essas oscilações para os seguintes índices: precipitação total mensal média, número de dias com precipitação, precipitação média por dia de chuva e frequência de eventos extremos;
- Em regiões selecionadas por apresentarem maior impacto, verificar se há diferença significativa na distribuição dos índices em fases opostas do modo;
- Estudar conexões entre diferentes modos de variabilidade e seu efeito combinado sobre a precipitação na AS.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A variabilidade de precipitação da AS sofre interferência de diferentes oscilações, associadas com modos de variação intrassazonais (GRIMM, 2019), interanuais (BARROS; SILVESTRI, 2002; GRIMM, 2011, GRIMM; ZILLI, 2009; ROPELEWSKI et al., 1987) e interdecadais (GRIMM et al., 2016; GRIMM; SABOIA, 2015). Estas influências podem estar concentradas em uma estação do ano e/ou limitadas sobre uma região da AS.

3.1 A CLIMATOLOGIA DA AMÉRICA DO SUL

É importante caracterizar a climatologia de cada região da AS e seus principais aspectos de variabilidade. Na Figura 3.1 está demonstrada a média anual de precipitação na AS, juntamente com o relevo e alguns fatores determinantes de modulação da precipitação que serão explicados detalhadamente a seguir.

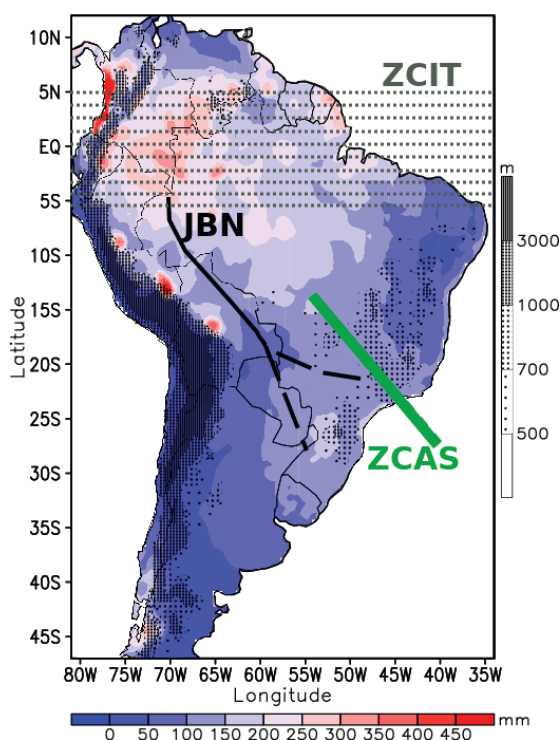


Figura 3.1: Climatologia anual de precipitação na América do Sul.

As áreas sombreadas representam a topografia da AS, de acordo com a escala vertical de sombreamento em metros. As cores representam a precipitação, considerando o período de 1950 até 2014 de dados do GPCC, de acordo com a escala horizontal dada em milímetros. As linhas pontilhadas indicam as posições variáveis da ZCIT (no equador) e dos JBN (no sudeste da AS) que serão explicados a seguir.

Na AS, as principais modulantes tropicais da precipitação média são a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os jatos de baixos níveis (JBN). Estes mecanismos foram representados na Figura 3.1 e

colaboram com a circulação caracterizada como o Sistema de Monções da América do Sul (SMAS).

O SMAS é muito importante para o desenvolvimento da estação chuvosa na maior parte do Brasil, uma vez que o período de monção concentra mais de 50% do total anual de precipitação (MARENGO et al., 2012; ZHOU; LAU, 2001). Esse aspecto pode ser verificado na Figura 3.2, com a comparação entre as médias de precipitação do verão com as demais estações do ano. A variação da precipitação entre inverno e verão é bastante expressivo, comparável ao da Monção indiana (VERA et al., 2006).

O principal mecanismo formador da monção é o aumento de temperatura no continente em contraste com a temperatura do oceano, o que faz com que o ar se torne mais quente e, conseqüentemente, mais leve. Ocorre então o aparecimento de zonas de baixa pressão¹ no continente, que geram convecção com o fluxo de umidade oceano-contidente e entre as camadas da atmosfera (HOLTON, 2004).

De acordo com a definição de Moran e Morgan (1986), o regime de monção clássico é dado pela inversão sazonal da direção dos ventos, provocada pela diferença de temperaturas entre o continente e os oceanos. Na AS, a inversão da direção do vento ocorre com relação à circulação média anual e foi definida como monçônica por Zhou e Lau (1998). Na Figura 3.2 em baixos níveis em baixas latitudes, pode-se notar que, embora não haja total inversão da circulação entre inverno e verão, os ventos alísios passam a cruzar o equador de norte para sul e a componente zonal do vento no centro da AS sofre inversão no verão, com relação ao inverno, passando de vento de leste para vento de oeste.

Segundo o estudo de Zhou e Lau (1998), o SMAS é estimulado pelos ventos alísios do HN no noroeste do continente Africano que ultrapassam o equador até chegar à Amazônia, trazendo umidade oceânica em baixos níveis (Figura 3.2). Dentro do continente, o transporte de umidade do SMAS continua por via da circulação meridional, elemento de formação dos JBN, intensificada pela alta oceânica subtropical, que faz o fluxo contornar a Amazônia, junto aos Andes em direção aos extratropicos.

Em altos níveis (Figura 3.3), os componentes que fortalecem o sistema são a Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste, localizados entre as latitudes 15 a 20°S, com circulação anticiclônica e ciclônica, respectivamente. Esses mecanismos estimulam o fluxo de retorno, além da circulação de oeste subtropical e extratropical que podem ser visualizados na Figura 3.3.

A intensidade e a direção tomada pelo JBN nos subtrópicos dependem da circulação subtropical regional, ciclônica ou anticiclônica. De acordo com esta circulação, pode haver enfraquecimento dos JBN e seu direcionamento para leste, com favorecimento da ZCAS, ou para fortalecimento dos JBN, com sua extensão para o sul e enfraquecimento da ZCAS. (Figura 3.1, GRIMM; ZILLI, 2009; VERA et al., 2006). A ZCAS é um fenômeno de

escala sinótica, originado pela presença de frentes frias e de massas de ar úmidas oceânicas, aliado ao SMAS.

Em ação conjunta com frentes, a ZCAS favorece a nebulosidade na faixa que se estende do sul da região amazônica até a região central do Oceano Atlântico Sul, podendo variar sua posição norte-sul e provocar chuvas de forte intensidade entre o norte da Região Sul e o sul da Região Nordeste (NEB). O período de ocorrência mais intensa é na primavera, no verão e início do outono, pois os sistemas de alta e baixa pressão estão fortalecidos pelo aquecimento do continente. Um exemplo de manifestação da ZCAS provocou o grande deslizamento de terra ocorrido no Rio de Janeiro em 2011 (BANCO MUNDIAL, 2012) e sua ocorrência produz impactos todos os anos, inclusive em janeiro de 2020, ocasionando desastres naturais em Minas Gerais e Espírito Santo.

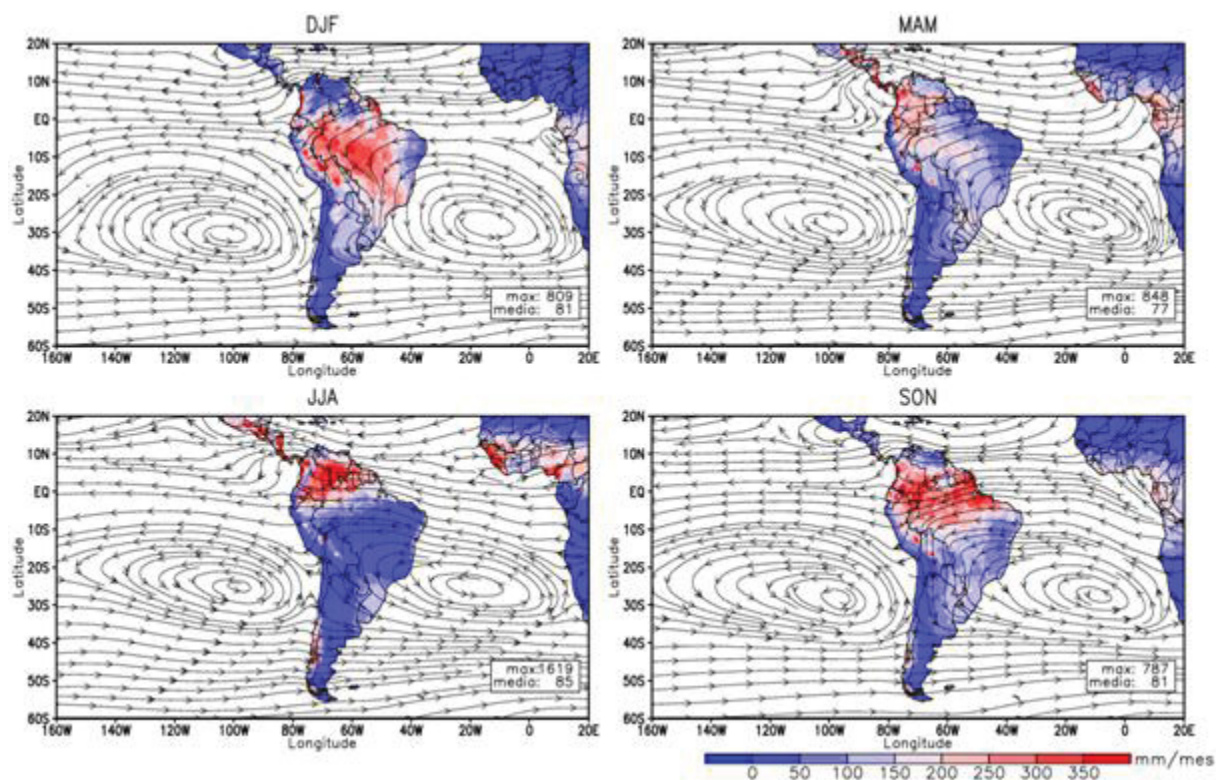


Figura 3.2: Média climatológica de precipitação e linhas de corrente em baixos níveis (850 hPa).

Climatologia do período de janeiro de 1950 a dezembro de 2016, calculada a partir de dados de vento horizontal da reanálise do NCEP/NCAR e dados de precipitação do GPCC.

Outro fator determinante na variação da precipitação da AS é a ZCIT, que é definida como a zona de confluência dos ventos alísios (Figura 3.1, linhas finas paralelas pontilhadas). A manifestação da ZCIT ocorre em consequência do aquecimento da atmosfera equatorial, onde a radiação solar é maior, gerando zonas de baixa pressão e convergência em nível inferior. A convergência dos ventos na superfície, aliada à divergência em altas altitudes provoca deslocamento de ar ascendente e formação de

nuvens. Por essa razão a posição da ZCIT pode ser determinada pela posição das nuvens em imagens de satélite.

A sua posição preferencial ocorre sobre o hemisfério mais quente. Assim, em junho-julho-agosto se encontra no Hemisfério Norte (HN), entre 5-10°N e avança até a posição entre 5-10°S em dezembro-janeiro-fevereiro (HOLTON, 2004). O deslocamento da ZCIT é muito importante para a produção dos seus efeitos. Esse deslocamento tem seu início durante a primavera e provoca fluxos de umidade determinantes para o desenvolvimento do SMAS (ZHOU; LAU, 2001).

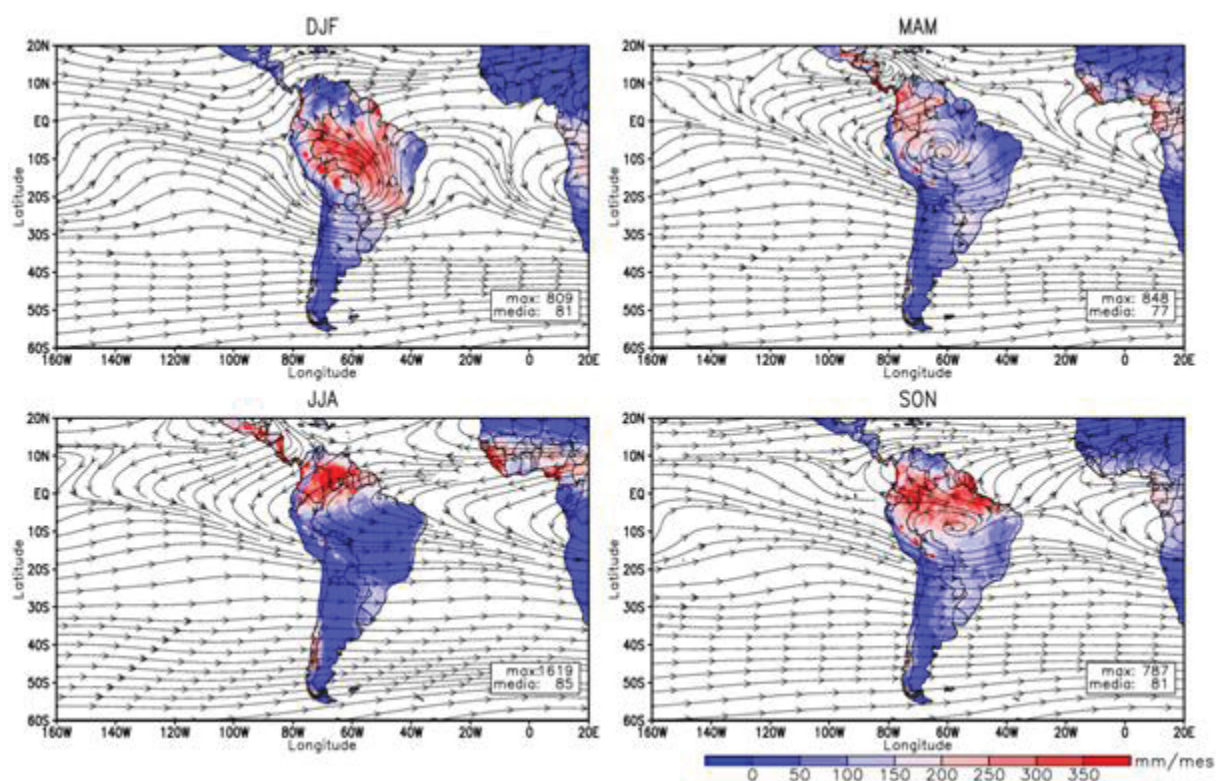


Figura 3.3: Média climatológica de precipitação e linhas de corrente em altos níveis (200 hPa).

Climatologia do período de janeiro de 1950 a dezembro de 2016, calculada a partir de dados de vento horizontal da reanálise do NCEP/NCAR e dados de precipitação do GPCC.

A ZCIT é parte da formação das células de Hadley e de Walker, principais mecanismos de circulação atmosférica tropical. As células de Walker descrevem a movimentação zonal² de ar em altas e baixas altitudes³ sendo distribuídas na região tropical. Sua geração ocorre por variações longitudinais de pressão estimuladas pelas diferenças na temperatura dos oceanos (HOLTON, 2004) e descrevem o componente zonal da circulação divergente tropical.

Proposta em 1735 por George Hadley (1685 - 1768), a Célula de Hadley descreve o componente meridional⁴ da circulação tropical. É a circulação dos ventos na qual o ar quente equatorial ascende e se movimenta no sentido dos polos até ocorrer resfriamento e subsidência nos subtrópicos (HOLTON, 2004).

A circulação de Hadley se limita à região tropical e se origina com os ventos de sudeste em direção ao Equador no HS que convergem na superfície com ventos simétricos de nordeste do HN, formando a ZCIT e ascendendo até a alta troposfera. Uma vez na tropopausa, o ar se torna mais frio e diverge, se movendo e descendo nos subtropicais (em torno de 30° de latitude) na zona dos cinturões anticiclônicos⁵. Ao atingir a superfície, o ar mais frio e pesado se desloca para o equador, fechando a circulação.

Devido aos mecanismos relacionados com o SMAS, em grande parte do sudeste do Brasil, os máximos de precipitação ocorrem durante a primavera e verão. Já no noroeste e nordeste, grande parte do acúmulo de precipitação ocorre no outono e inverno, devido ao deslocamento da ZCIT.

Os efeitos desses mecanismos podem ser observados nas médias climatológicas de precipitação na Figura 3.2. Na estação de inverno, maiores volumes de precipitação estão concentrados acima do equador e os ventos equatoriais em baixos níveis de leste cruzam o equador para o norte. Já na primavera, é estabelecido regime de precipitação mais elevado ao sul do equador, que permanece atuante até o outono, sendo que os ventos equatoriais começam a cruzar o equador para o sul sobre o continente.

Na Região Sul do Brasil a precipitação possui pouca variação sazonal. Isso se deve a atuação das frentes frias e massas de ar polar que adentram frequentemente o continente principalmente das zonas subtropicais⁶ até as extratropicais⁷. Apesar disso, a análise da variação da precipitação média não deixa de ter importância para o gerenciamento de recursos hídricos da região, visto que são esperados distribuição homogênea de precipitação durante o ano e o mesmo pode não ocorrer devido a atuação de algum modo de variabilidade.

3.2 ATUAÇÃO DE MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA

Apesar de estarem associados a padrões semipermanentes definidos durante as estações, os mecanismos de modulação da precipitação na AS descritos na seção 3.1 sofrem interferências devido a atuação de modos de variabilidade de escala climática. Um exemplo dessa influência são as variações no deslocamento da ZCAS e da ZCIT ocasionadas pela presença do El Niño-Oscilação Sul (ENOS).

Resultados conhecidos para a estação de monções (primavera e verão) indicam que eventos persistentes de chuva devidos à ZCAS tem sua formação deslocada em anos de El Niño (fase positiva de ENOS, daqui pra frente referenciado como ENOS(+)) na direção do Oceano Atlântico e na direção do continente em anos de La Niña (fase negativa de ENOS ou ENOS(-)) (CARVALHO et al., 2002; 2004).

Em anos de ENOS(+) também há alteração na célula de Walker, como esquematizado na Figura 3.4 (painel central), com o deslocamento de seu ramo

descendente e presença de ventos convergentes em altos níveis na região Amazônica, motivo pelo qual a convecção é inibida nessa fase da oscilação na região (HOLTON, 2004). Em anos de ENOS(-), o oposto ocorre, em altos níveis estão presentes ventos divergentes que indicam forte movimento ascendente e convecção (Figura 3.4, painel à direita), o que em anos normais ocorreria sobre o Caribe.

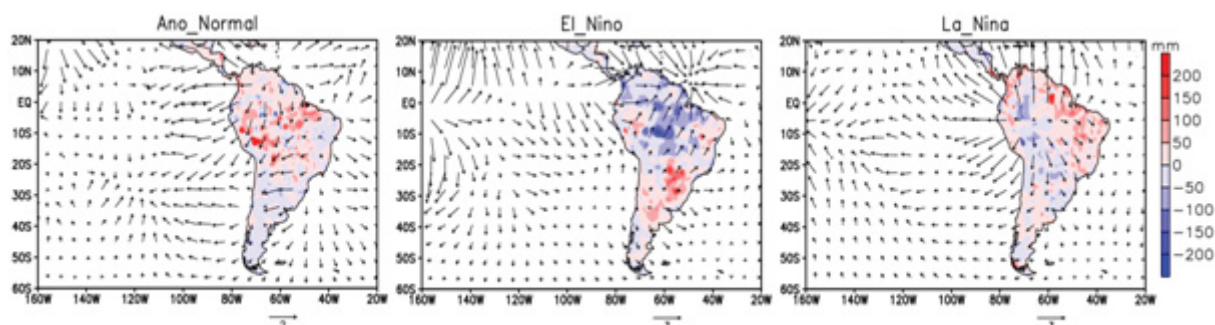


Figura 3.4: Anomalias de vento divergente em 200hPa e precipitação médios de verão um ano normal (1981-1982), ano de El Niño (2015-2016) e ano de La Niña (1999-2000).

As anomalias consideram a climatologia do período de janeiro de 1950 a dezembro de 2016 e foram calculadas a partir de dados de vento horizontal da reanálise do NCEP/NCAR e dados de precipitação do GPCC.

Além disso, a posição e a intensidade da ZCIT é fortemente relacionada à temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico que também possui variabilidade, tendo como principal modulador de intensidade a temperatura superficial do Oceano Atlântico Tropical Norte. A ZCIT mais ao norte (sul) e consequente ocorrência de anos secos (chuvosos) no NEB é modulada pelo aquecimento (resfriamento) da TSM do Oceano Atlântico Tropical, que é modificada por modos de variabilidade interanuais e interdecadais (KAYANO et al., 2018; KAYANO; CAPISTRANO, 2014).

Dessa forma, variações de escala climática ocorrem sobre os componentes atmosféricos e, consequentemente, influenciam a precipitação. Estas variações estão ligadas a processos internos naturais do clima que geram variações quase-periódicas e são caracterizadas como oscilações climáticas.

As oscilações devem ser persistentes o suficiente para se diferenciar das oscilações sinóticas, que possuem períodos menores que 10 dias. Essa característica faz com que as oscilações climáticas sejam classificadas de acordo com sua variabilidade temporal como: oscilações intrassazonais, interanuais e interdecadais (com variantes decadais/interdecadais/multidecadais).

Além da variabilidade climática natural, podem ocorrer mudanças provocadas por ações antrópicas, que são etimologicamente definidas como mudanças climáticas. Atualmente, essas variações estão em evidência pelo aumento da temperatura global causado pela alta emissão de gases de efeito estufa na atmosfera.

As oscilações climáticas podem ser associadas com processos internos ao sistema Terra-atmosfera (ocorrência de erupções vulcânicas, circulação atmosférica e oceânica) ou forças externas (variações na incidência solar e/ou movimento dos astros, por exemplo). A magnitude das oscilações e, por consequência, dos seus impactos, é definida pela amplitude de anomalias de circulação atmosférica (principalmente pressão e altura geopotencial) e TSM. Nesses efeitos ainda podem ocorrer retroalimentação, pois a TSM influencia a convecção e circulação atmosférica pelo fluxo de calor, assim como a intensidade da radiação solar incidente e o módulo e a direção da velocidade do vento são fatores que alteram a TSM.

O acoplamento do sistema oceano-atmosfera intensifica os impactos, como é o caso da propagação do ENOS, que ocorre pela associação da oscilação de pressão atmosférica e de TSM no Pacífico central e leste, como será detalhado nos capítulos seguintes. Dessa forma e com a presença de diferentes mecanismos de conexão, os modos geram impactos sobre a precipitação em diferentes regiões do globo.

É importante que sejam avaliados modos de variabilidade que tenham impactos relevantes na área de estudo. Priorizando as oscilações interanuais e interdecadais, os principais modos de variabilidade que possuem relação com a precipitação na AS analisados na literatura são relacionados com variações de TSM e com a PNM.

A variabilidade interanual de TSM com maior impacto sobre a AS é o ENOS (Figura 3.5). Como já mencionado, há registros de que esse modo interage tanto com a escala sinótica, como a manifestação da ZCIT/ZCAS, como com a escala interdecadal. Por essa razão, a abordagem de ENOS será relacionada tanto com seus aspectos individuais como com a modulação de outros modos.

Existem outros modos de variabilidade interanual, principalmente no Oceano Atlântico, que tem relação com a variabilidade de precipitação na AS (BARROS; SILVESTRI, 2002; GRIMM; ZILLI, 2009). Na literatura, as mais referenciadas são a Oscilação do Atlântico Tropical Norte (ATN) e do Atlântico Tropical Sul (ATS) que juntas podem compor um gradiente oscilatório de TSM no Oceano Atlântico Tropical (Figura 3.5) (ANDREOLI; KAYANO, 2005; KAYANO et al., 2011; 2018) e o Dipolo do Atlântico Sul (DAS) (BOMBARDI et al., 2014; GRIMM; ZILLI, 2009; KAYANO et al., 2013; LI et al., 2018; NNAMCHI et al., 2011). Estes modos também podem ter componentes interdecadais.

Estudos pioneiros das oscilações interdecadais começaram na América do Norte, nos quais foram diagnosticadas interferências que provocam grandes mudanças na precipitação (BARLOW et al., 2001; CAYAN et al., 1998; ENFIELD et al., 2001). Dentre as oscilações existentes, os principais modos de variabilidade interdecadal atuantes a nível global são a Oscilação Interdecadal do Pacífico (OIP) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) (Figura 3.5; ENFIELD et al.; 2001; PARKER et al., 2007).

A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) poderia ser considerada um componente da OIP no Pacífico Norte, mas muitas vezes é relacionada como um modo a parte. Seus impactos sobre a AS também são bastante abordados na literatura (GARREAUD et al., 2009; KAYANO; ANDREOLI, 2004; 2007).

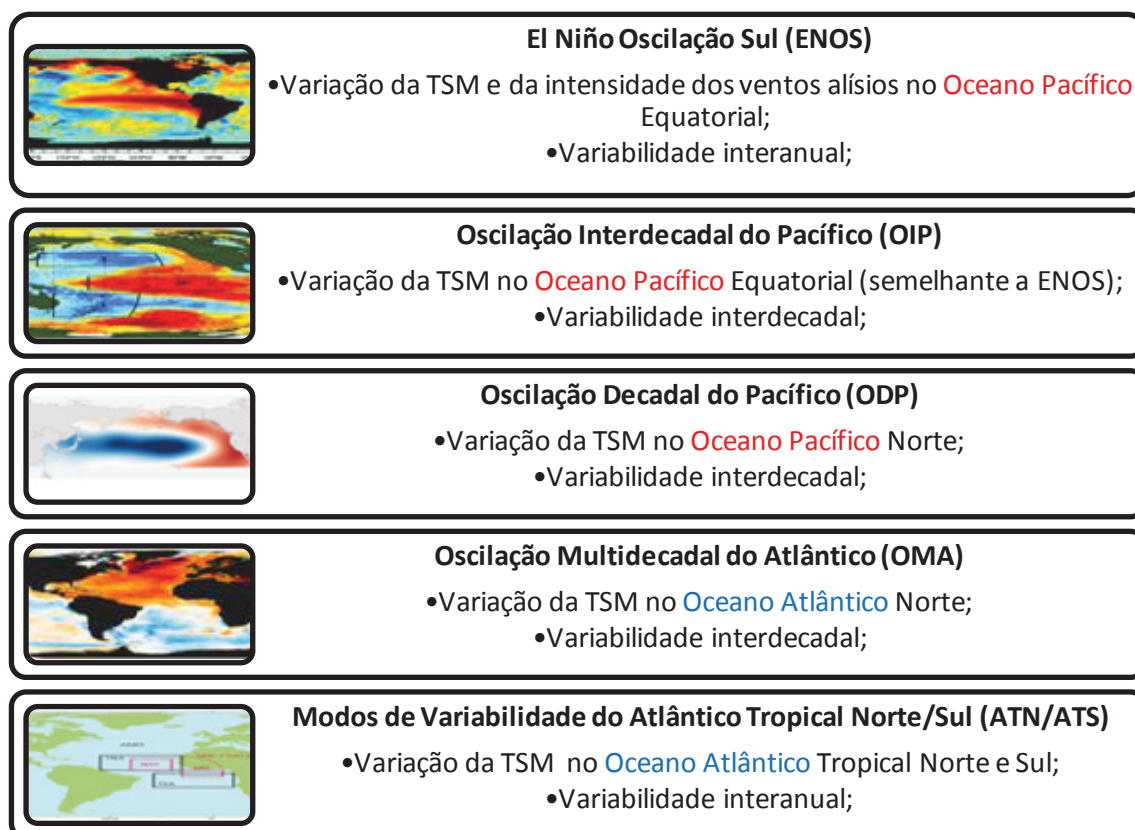


Figura 3.5: Esquema dos modos de variabilidade utilizados e seus respectivos locais de atuação mais intensa.

Os estudos de Grimm e Saboia (2015) e Grimm et al. (2016) identificaram a presença de modos interdecadais de precipitação sazonal na AS, que possuem correlação significativa com a OIP e a OMA e estão relacionados com a produção de eventos extremos de precipitação, para primavera e verão.

As oscilações de pressão ao nível do mar (PNM) mais importantes a nível global e que podem provocar impactos sobre a precipitação na AS são o Modo Anular Sul (MAS), o Modo Anular Norte (MAN) e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN). Tais oscilações ocorrem em zonas frias em razão da baixa incidência de radiação solar e são motivadas pela distribuição desigual entre oceanos e continentes pelo globo. Apesar disso, há grande interação entre os sistemas atmosfera-oceano-mar-gelo características que podem ser determinantes na modulação desses fenômenos, além dos processos de interação entre estratosfera e troposfera (WANNER et al., 2001). Inclusive, existem registros que a

ocorrência do MAS origina o deslocamento de ciclones até as latitudes médias que afetam a AS (CARVALHO et al., 2004).

Nesse estudo as variabilidades que serão abordadas são as de TSM atuantes no Oceano Pacífico e Atlântico, que foram destacados na Figura 3.5. As análises focalizarão a primavera e o verão, quando seus efeitos são mais expressivos. A seguir será feita uma revisão mais detalhada para esse contexto.

3.3 VARIABILIDADE DE TSM NO OCEANO PACÍFICO

3.3.1 EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL – ENOS

O modo de variabilidade climática com maior impacto global é o modo ENOS, que é o principal responsável pela variabilidade climática interanual na América do Sul (GRIMM 2011, 2004, 2003). Esse fenômeno é composto por variações de elementos atmosféricos e oceânicos no Oceano Pacífico.

Os elementos atmosféricos estão vinculados ao fenômeno conhecido como Oscilação Sul, que são flutuações quasi-periódicas de pressão em regiões do Pacífico central e oeste. A variação da PNM se dá pela diferença de pressão entre Taiti (na Polinésia Francesa, Oceania) e Darwin (Austrália, Oceania), o denominado Índice da Oscilação Sul (IOS), descoberto por Walker no início do século 20. Quanto menor (maior) a diferença de pressão, maiores são os efeitos dos eventos de ENOS(+) (ENOS(-)) e mais enfraquecidos (fortalecidos) são os ventos alísios (HOLTON, 2004).

Em anos com neutralidade com relação aos eventos de ENOS, o ar quente que ascende do Pacífico equatorial oeste (na Oceania) escoia para a região leste pela alta troposfera e desce no leste do Oceano Pacífico, voltando para o oeste em baixa altitude, fechando o ciclo da célula de Walker. Essa movimentação pode ser identificada pela distribuição da velocidade vertical (ou ômega) em anos normais (Figura 3.6, painel da esquerda), onde a anomalia negativa (positiva) de ômega indica movimento ascendente (descendente) na coluna de ar, de acordo com as setas.

Portanto, em anos normais ocorre movimento ascendente sobre o Pacífico Oeste em torno de 180° W e subsidente no Pacífico Central-leste ~ 120°W. Esse regime contribui com os ventos alísios e, em conexão com o oceano, induz a ressurgência de águas frias no leste do Oceano Pacífico e a inclinação da termoclina⁸.

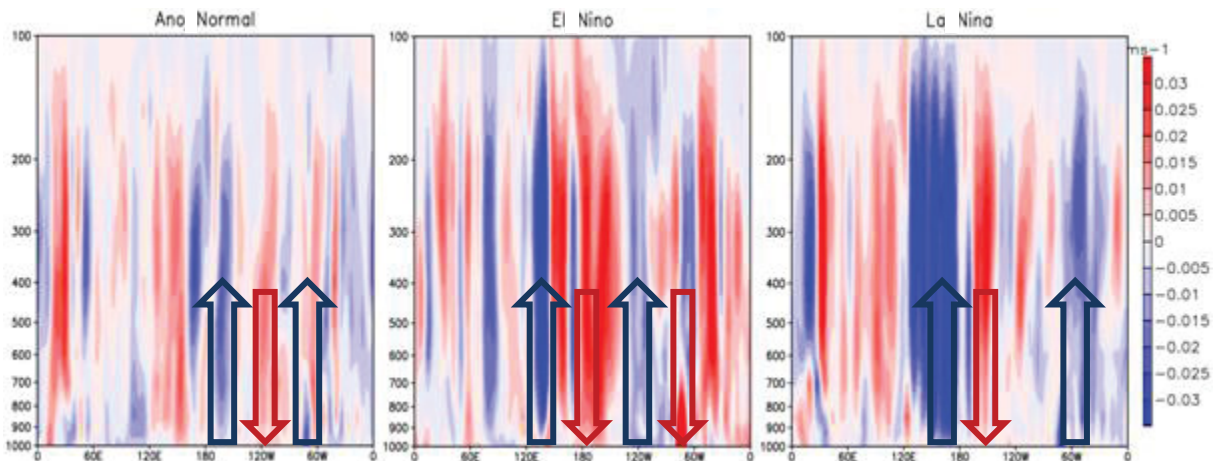


Figura 3.6: Seção transversal de altura-longitude das anomalias de velocidade vertical de verão um ano normal (1981-1982), ano de El Niño (2015-2016) e ano de La Niña (1999-2000).

As anomalias consideram a climatologia do período de janeiro de 1950 a dezembro de 2016 e foram calculadas a partir de dados de velocidade vertical (ou ômega) da reanálise do NCEP/NCAR.

Quando a fase positiva de ENOS, ou ENOS(+), está ativa, a TSM do Oceano Pacífico equatorial central e leste ficam anormalmente quentes, deslocando a célula de Walker nesse sentido (Figura 3.6, painel central). Esse efeito faz com que ocorra a bipartição da Célula de Walker, trazendo fluxo anômalo ascendente no Pacífico Central-Leste (120°W) e descendente no leste da AS e oeste do Pacífico, regiões onde a convecção é inibida. O fluxo de umidade é então redistribuído nos extratropicos, aumentando a precipitação nessas regiões.

Com a TSM do Oceano Pacífico central e leste mais fria que a média, ou seja, fase negativa de ENOS (ENOS(-)), os mecanismos atuantes em anos normais são intensificados. Há fortalecimento dos ventos alísios e ressurgência de águas frias no Pacífico Equatorial central e leste, além de intensificação do movimento ascendente de ar no oeste do Oceano Pacífico (Figura 3.6, painel da direita).

O acoplamento das condições do oceano e da atmosfera induzem a manutenção do sistema pois o ciclo de movimento vertical do ar está fortemente relacionado com a diferença de pressão do ar nas regiões (IOS). Em ENOS(+) existe menor diferença de pressão, a pressão do Pacífico Oeste é maior, o que enfraquece os ventos alísios e reduz o fluxo ressurgente de águas frias. Consequentemente, há aquecimento do Oceano Pacífico Leste que favorece a convergência dos ventos e, portanto, o deslocamento do ramo ascendente da célula de Walker, onde o ciclo se retroalimenta.

Até mesmo a dinâmica do oceano mais profundo também exhibe alteração com as condições de ENOS, devido à variação nos ventos alísios. O enfraquecimento dos alísios durante ENOS(+), promove a mistura das águas do Pacífico, gerando a TSM anormalmente quente para leste e reduzindo a inclinação da termoclina do oceano. Em anos de ENOS(-),

ocorre o oposto, as águas mais profundas ressurgem, resultando em temperatura mais fria na superfície e uma termoclina com maior inclinação.

Eventos El Niño e La Niña tem tendência a se alternar, repetindo-se a cada 3-7 anos, de forma correlacionada com o IOS. As intensidades dos eventos variam bastante de caso a caso. De acordo com os registros da Administração Oceânica e Atmosférica Nacional Norte-Americana (National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA), os eventos El Niño mais intensos desde a existência de registros observacionais de TSM ocorreram em 1982-83 e 1997-98.

Em anos ENOS(+), devido ao posicionamento da célula de Walker, tendem a ocorrer chuva abaixo da média no Norte e Nordeste do Brasil e acima da média no Sul do país, devido a teleconexões extratropicais por ondas de Rossby⁹ e a intensificação dos JBN. O oposto é verificado em anos de La Niña (GRIMM, 2003; 2004)

Na análise focada no sudeste da AS, Grimm et al. (1998, 2000) mostraram que o impacto de ENOS na precipitação é mais forte durante a primavera, com relação ao verão. No Centro-leste do Brasil há tendência para as anomalias reverterem o sinal de novembro para janeiro (GRIMM, 2003; 2004).

O impacto dessa oscilação é bastante marcante na modificação de diferentes características de precipitação diária. Em um estudo para a Austrália, Pui et al. (2012) analisaram a diferença entre fases opostas de ENOS sobre diversas características da chuva diária, utilizando os seguintes índices: número de dias com chuva, número de horas com chuva, precipitação média por evento e acumulada mensal, entre outros. Tal estudo mostrou que cada um dos índices possui distribuição diferenciada conforme as fases de ENOS. Foi verificado, principalmente, que as chuvas médias sazonais ou acumuladas mensais no Oeste australiano não estão diretamente relacionados com o número de dias com chuva, ou seja, se a precipitação mensal aumenta não significa que necessariamente o número de dias com chuva aumentou.

Para a AS também há impacto sobre características de precipitação diária. Por exemplo, há influência das fases opostas de ENOS sobre a frequência de eventos extremos de precipitação, conforme reportado em Grimm e Tedeschi (2009). Em muitas regiões a intensidade e frequência de precipitação mensal tende a aumentar e ocorrem mais eventos extremos de precipitação; em outras, ocorre o contrário (GRIMM; TEDESCHI, 2009). Isso demonstra que a oscilação climática pode atuar diferentemente sobre as diferentes categorias de chuva diária.

3.3.2 OSCILAÇÃO INTERDECADAL DO PACÍFICO – OIP

A OIP induz anomalias de TSM no Oceano Pacífico Central que se estendem para os subtropicais, apresentando ainda sinal oposto de anomalias nos extratropicais (a partir de

30° Sul e Norte) (PARKER et al., 2007). Na fase positiva da OIP, ou seja, OIP(+) ocorre aquecimento das águas do Oceano Pacífico próximo a linha do equador, análogo à fase positiva de ENOS. Já na fase negativa o oposto é verificado. Apesar disso, ENOS possui variabilidade interanual e a OIP é interdecadal, que é caracterizada por oscilações com período maior ou igual a 8 anos (GRIMM; SABOIA, 2015).

Estudos sugerem impactos sobre a precipitação na AS relacionados com a OIP. No estudo de Flantua et al. (2016), a correlação da OIP com séries de precipitação anuais resultou em coeficientes de correlação negativos no extremo norte e nordeste da AS e positivos que se estendem por todo o sul do continente.

A investigação da influência das oscilações interdecadais sobre a frequência de eventos extremos de chuva na AS durante a primavera e o verão foi feita em Grimm et al. (2016). De acordo com tal estudo, é característico o aparecimento de um dipolo com anomalias de precipitação positivas no sudeste da AS e negativas no centro-leste devido a OIP(+), durante a primavera. No verão, são presentes anomalias positivas de precipitação no sudeste e no centro-leste da AS.

Além disso, Barros e Silvestri (2002) sugerem correlação negativa de precipitação, ou seja, redução de precipitação no norte da Argentina e sul do Brasil, associada a OIP na fase negativa na primavera, o que é consistente com o trabalho de Grimm et al. (2016).

3.3.3 OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO – ODP

Um importante componente da OIP está localizado no Oceano Pacífico Norte, também denominada como ODP (Oscilação Decadal do Pacífico). As principais diferenças entre tais oscilações são com relação à variabilidade espacial e temporal: o período de oscilação da ODP é mais rápido do que a OIP e o padrão anômalo de TSM é mais forte acima da linha do Equador.

A fase positiva da ODP é dada pelo aquecimento do leste do Oceano Pacífico Norte, na costa oeste do continente norte-americano, e resfriamento da bacia central e oeste, além dos extratropicais do Pacífico Norte.

Alguns estudos fazem a análise particular desse modo e sua influência sobre ENOS é bastante relatada. Por essa razão, essa componente também será considerada para análise particular.

Os efeitos individuais da ODP sobre a precipitação na AS foram atestados por Kayano; Andreoli (2004, 2007) e Garreaud et al. (2009) e sugerem anomalias de precipitação semelhantes a ENOS. Isto é, anomalias positivas (negativas) na fase positiva (negativa) de ODP nos extratropicais da AS e o oposto para os trópicos.

3.4 VARIABILIDADE DE TSM NO OCEANO ATLÂNTICO

3.4.1 OSCILAÇÃO MULTIDECADAL DO ATLÂNTICO – OMA

A Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) é um modo de variabilidade cuja principal característica são anomalias de TSM no Oceano Atlântico Norte. Foi identificada por Schlesinger e Ramankutty (1994) e possui escala multidecadal pois, segundo registros, a sua fase positiva pode durar 50 anos ou mais.

Sua fase positiva (negativa) é caracterizada por anomalias positivas (negativas), ou seja, aquecimento (resfriamento) anômalo da TSM na região do Oceano Atlântico Norte.

Essa oscilação possui ligação com fenômenos atmosféricos de alterações de precipitação, formação de furacões e até erupções vulcânicas (ZHANG; DELWORTH, 2006). Com base no período típico de duração das fases positivas e negativas de OMA e no efeito do aquecimento global, também foi observado que a amplitude de TSM é intensificada em razão de efeitos antrópicos (KERR, 2000).

Chiessi et al. (2009) verificaram possíveis influências da OMA sobre o SMAS. De acordo com o estudo, durante fases negativas (positivas) da OMA, o aquecimento (resfriamento) anômalo do Atlântico Sul aumenta (diminui) a atividade da ZCAS e desloca o cinturão principal de precipitação das monções para o Sul (Norte). Assim, com o deslocamento e amplificação da ZCAS existe maior acúmulo de precipitação nos subtropicais da AS.

O trabalho de Flantua et.al. (2016) indicou que a precipitação anual na maior parte da região amazônica tem redução significativa com a fase positiva de OMA. Segundo os estudos de Parker et al. (2007) e Knight et al. (2005), a OMA gera deslocamento anômalo da ZCIT que faz com que ocorra redução da precipitação com o aquecimento do Atlântico Norte. Com isso, ocorre relação entre a precipitação no Nordeste do Brasil com a ocorrência desse modo.

A investigação da influência da OMA sobre a frequência de eventos extremos de chuva na América do Sul na primavera-verão foi feita em Grimm et al. (2016). Segundo esse estudo, as anomalias de precipitação mensal e eventos extremos na fase positiva de OMA são positivas e se concentram no Sul do Brasil na primavera e se estendem para o sul da AS no verão, com o sinal negativo.

3.4.2 MODO DE VARIABILIDADE DO ATLÂNTICO TROPICAL NORTE – ATN

O ATN possui um modo de variabilidade de TSM interanual e a atuação desse modo é bastante relacionada com outros modos como o do ATS (Atlântico Tropical Sul) e ENOS. Sua ocorrência também tem forte relação com a formação de ciclones¹⁰ na América do Norte e no deslocamento da ZCIT.

Entretanto, o modo com que mais apresenta semelhança é a OMA, uma vez que ocorrem sob aspectos semelhantes na mesma bacia oceânica. Assim como a OMA, o padrão de anomalias observado neste modo ocorre ao norte do equador e sua fase positiva, ou seja ATN(+), (negativa/ATN(-)) indica o aquecimento (resfriamento) das águas nessa região.

O NEB é a região mais afetada por esse modo na AS, na qual períodos secos são relacionados com o aquecimento do Oceano Atlântico Tropical Norte e resfriamento do Sul (FLANTUA et al., 2016; PARKER et al. 2007). Esse mecanismo é muitas vezes referenciado como o gradiente do Oceano Atlântico Tropical, com o acoplamento das oscilações ao norte e sul do equador (ANDREOLI; KAYANO, 2007; HU; HUANG, 2009; KAYANO et al., 2018), apesar de ser pouco comum, de acordo com Enfield et al. (1999).

O aquecimento anômalo da TSM no ATN gera deslocamento da ZCIT para o norte. Nessas condições, a fase positiva da ATN desloca a ZCIT para o HN, fazendo com que predominem as condições das altas subtropicais oceânicas, que fazem com que ocorra menos precipitação sobre o NEB. Tal efeito é bastante evidente durante o outono na ocorrência do gradiente do Atlântico Tropical, de acordo com Kayano et al. (2018), uma vez que tais condições implicam em fortalecimento anômalo dos ventos de sudeste na região.

3.4.3 MODO DE VARIABILIDADE DO ATLÂNTICO TROPICAL SUL – ATS

O ATS também possui um modo de variabilidade de TSM interanual próprio. O padrão de anomalias de TSM observado neste modo ocorre nos trópicos ao sul do equador e sua fase positiva (negativa) indica o aquecimento (esfriamento) das águas nesta região.

Além dos impactos quando em combinação com a ATN, o ATS impacta de forma individual sobre a precipitação na AS. De acordo com alguns estudos, o aquecimento da TSM no ATS aumenta a precipitação no Nordeste do Brasil (FLANTUA et al., 2016), principalmente durante o outono, estação chuvosa da região (UTIDA et al, 2019).

3.5 SOBREPOSIÇÃO DE MODOS CLIMÁTICOS

Cada modo de variabilidade possui uma atuação individual que pode ou não ser modulada com a sobreposição de modos climáticos em diferentes combinações de fases. Esse efeito deve ser estudado de modo particular, uma vez que os impactos podem ser atenuados ou intensificados.

A sobreposição de oscilações de escala interdecadal sobre outras de menores escalas nos parâmetros hidrometeorológicos na AS foi observada em alguns estudos (BARROS; SILVESTRI, 2002. GRIMM; ZILLI, 2009; PAEGLE et al., 2002; ZHOU; LAU, 2001). Nesses casos, a conexão entre modos interdecadais e séries interanuais é verificada com tendências interdecadais onde há indicativos de que exista correlação.

Por exemplo, Marengo (2004) verificou mudanças no regime de chuvas no norte da Amazônia consistentes com a mudança de fases de oscilações interdecadais do Oceano Pacífico de 1946-1947 e 1976-1977. Nesse estudo, a precipitação sofreu redução depois de 1975 em relação a outros períodos na mesma região.

O ENOS é um exemplo de variabilidade que sofre modulação de modos de variabilidade interdecadal (GRIMM; ZILLI, 2009). Segundo diferentes autores, os mais importantes moduladores estão presentes no Oceano Pacífico: a ODP e a OIP. Kayano et al. (2009) observaram uma mudança no regime de chuva do período de 1948–1976 em comparação com 1977–2002 e atribuíram essa alteração à TSM do sudeste equatorial do Pacífico, área de atuação tanto de ENOS como da ODP e OIP.

Como o padrão anômalo de TSM da OIP é similar ao ENOS, quando ocorrem eventos ENOS em fase positiva (ou quente) em épocas nas quais a OIP também está em sua fase positiva, espera-se que as anomalias de TSM no Oceano Pacífico Central-Leste tropical tenham valores bem mais altos do que se a fase da OIP for neutra. Esse relacionamento também é pronunciado pela correlação entre as séries temporais de ENOS e OIP (PARKER et al., 2007), embora poucos estudos tenham verificado este efeito conjunto.

Em Kayano e Andreoli (2007) houve a constatação de que a correlação entre ENOS e ODP é alta, sendo de 0,55 no período de 1947-1976 e de 0,36 e durante os demais períodos testados.

Em Andreoli e Kayano (2005) e Kayano e Andreoli (2007, 2004) foram analisadas alterações das anomalias de chuva anual (relacionadas com ENOS) com diferentes fases da ODP. Os estudos indicam uma significativa interferência construtiva (destrutiva) quando as oscilações estão na mesma fase (em fases opostas) para a estação chuvosa na AS, apesar de terem sido usados dados e métodos diferentes.

Além disso, enquanto a ODP apresenta a fase neutra não há alteração na magnitude do ENOS. Portanto, a conexão de ENOS com a precipitação na AS é consideravelmente mais forte quando ENOS e ODP estão na mesma fase e o contrário também é válido. Este resultado foi consistente com o encontrado por Hu e Huang (2009), por via de correlações parciais.

O ENOS também sofre influência da atuação de modos de variabilidade do Oceano Atlântico. Em seus estudos, Dong et al. (2006) verificaram que a fase positiva de OMA tem grande impacto no enfraquecimento dos efeitos de ENOS(+). Isso ocorre pois, ao reproduzir via modelagem as anomalias de TSM para OMA(+) os autores obteve como resposta no Oceano Pacífico Tropical o estado básico, ou seja, condições normais. Sob condições normais, não há mistura das águas do oceano e a termoclina é inclinada, efeito que enfraquece a ocorrência de ENOS.

Tais efeitos das fases de OMA sobre a modulação de curto-período estão de acordo com os obtidos por Lee et al. (2018). De acordo com os autores, o principal impacto de OMA sobre a precipitação de escala interanual ocorre na fase positiva e indica redução dos impactos nessa escala no sudoeste dos Estados Unidos na estação fria. Tal estudo, também relaciona aumento de precipitação na costa leste do continente com OMA(+) na maioria dos AGCMs (sigla em inglês para: modelos atmosféricos gerais de circulação) analisados.

Para a AS, os efeitos de OMA e ENOS em fases opostas indicam padrões de precipitação persistentes em regiões maiores do que os padrões analisados em fases iguais (KAYANO; CAPISTRANO, 2014). Além disso, os impactos com ENOS e OMA em fases opostas são mais fortes do que em fases iguais. Isso ocorre porque a formação do gradiente interoceânico entre o Pacífico e Atlântico reforça a circulação de Walker ascendente no Pacífico equatorial leste (estimulado pela TSM quente) e descendente no Atlântico Equatorial (TSM fria). Tal efeito reforça a dissolução da termoclina, agravando os eventos de ENOS(+) (ARAÚJO et al., 2013; KAYANO; CAPISTRANO, 2014).

A TSM no Oceano Atlântico Tropical também possui conexões próprias, como é o caso da combinação entre os modos ATS e ATN, denominado gradiente (GRAD) do OA, que gera grande impacto sobre a estação chuvosa (outono) no Nordeste do Brasil (KAYANO et al., 2018). O GRAD relaciona as fases dos modos ATS e ATN, sendo um GRAD(+) a manifestação simultânea de ATN(+) e ATS(-); e GRAD(-) de ATN(-) e ATS(+) (ANDREOLI; KAYANO, 2007; KAYANO et al., 2018). Portanto, essa combinação também possui suas fases independentes e, em um GRAD(+) (GRAD(-)), reduz (aumenta) a precipitação no Nordeste durante o verão e outono.

Estudos sugerem que o GRAD também possui conexão com ENOS e OMA. O fortalecimento dos efeitos de ENOS sobre a precipitação ocorre quando GRAD e ENOS estão em fase positiva. Nesse caso, há extensão da redução anômala da precipitação do NEB em direção ao sul, se aproximando do Sudeste brasileiro (ANDREOLI; KAYANO, 2007; KAYANO et al., 2018).

Além disso, existe maior tendência de ocorrência de eventos ENOS seguidos de ATN, do que de ATS, indicada pela precedência de fase positiva (negativa) de ENOS seguida por fase positiva (negativa) de ATN (KAYANO et al., 2018). Em comparação com os índices de OMA, há maior tendência de GRAD(-) na ocorrência de OMA(-) do que para OMA(+) (KAYANO et al., 2018).

Em resumo, além da análise dos efeitos dos modos sobre mecanismos de alteração de precipitação, a ocorrência de um modo pode interferir sobre a atuação de outro. Assim, o diagnóstico dos efeitos da combinação de diferentes modos também é um dos propósitos desse estudo.

4 DADOS E METODOLOGIA

Os métodos aplicados foram resumidos nos esquemas apresentados na Figura 4.1 e na Figura 4.2. O processamento dos resultados foi realizado através de linguagem de programação Fortran 90 e R e os gráficos foram gerados pelo programa GrADS.

O processamento de dados é a etapa inicial e não foi incluída nos esquemas. Essa etapa inclui a correção dos dados de precipitação e interpolação (descrita na seção 4.1). Além disto, há o cálculo dos índices de precipitação (na seção 4.4). Para determinação dos modos de oscilação climática interdecadais há a aplicação do filtro de Gauss aos dados (seção 4.2).

A obtenção dos modos (Figura 4.1) é realizada via Análise de Componentes Principais (ACP) de TSM (seção 4.3) para os seguintes modos de variabilidade: ENOS, OIP, OMA, ATN e ATS. Para a ODP, a série temporal é baseada em um índice disponibilizado pelo JISAO, o Instituto de estudos de ciências atmosféricas e oceânicas da Universidade de Washington (MANTUA et al., 1997).

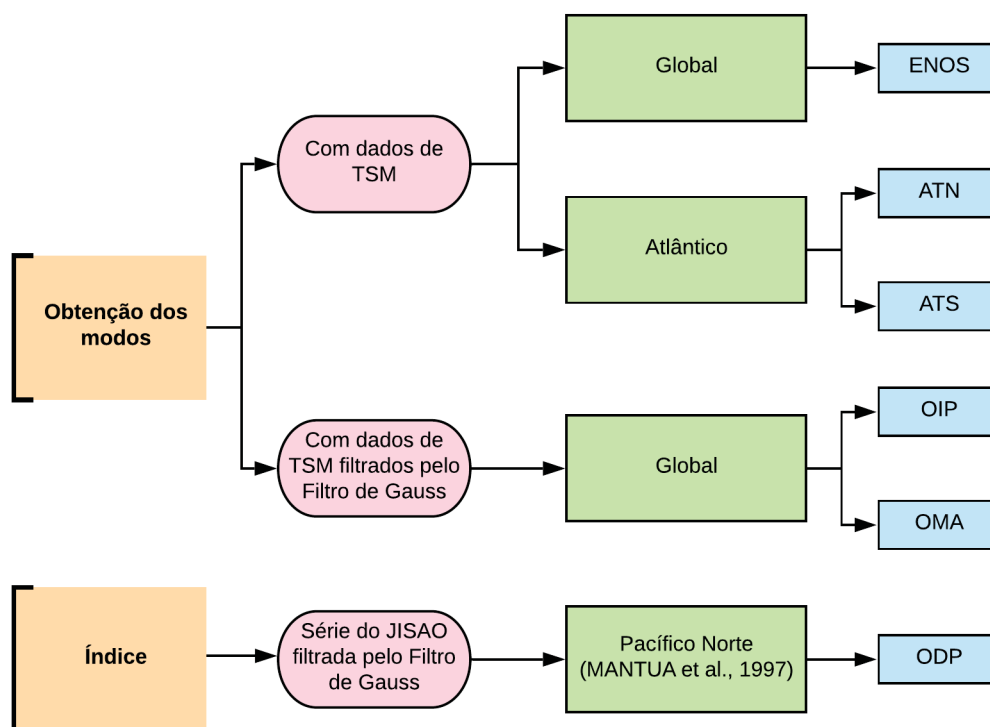


Figura 4.1: Resumo dos métodos aplicados para obtenção dos modos.

Para o diagnóstico dos impactos dos modos de variabilidade sobre as características de precipitação são utilizados diferentes métodos, cujos resultados podem ser comparados (Figura 4.2). Com a composição de anomalias se obtém o valor médio de anomalias de precipitação dos anos em cada fase de um modo ou dos anos de certa

combinação de fases de dois ou mais modos. A classificação de fases positivas e negativas é realizada sobre as séries temporais de cada modo, cujo limiar é estabelecido com base no desvio padrão de cada série. A composição é realizada para cada fase de um modo (padrão) ou para uma combinação selecionada de fases de até três modos ocorrendo simultaneamente (cruzada).

A correlação é uma verificação da relação linear entre as séries temporais de um modo e de um índice de precipitação. Mais detalhes sobre a composição de anomalias (padrão e cruzada) e correlação (total e parcial) são mencionados da seção 4.5 até a seção 4.7. Informações sobre os testes de significância se encontram na seção 4.8.

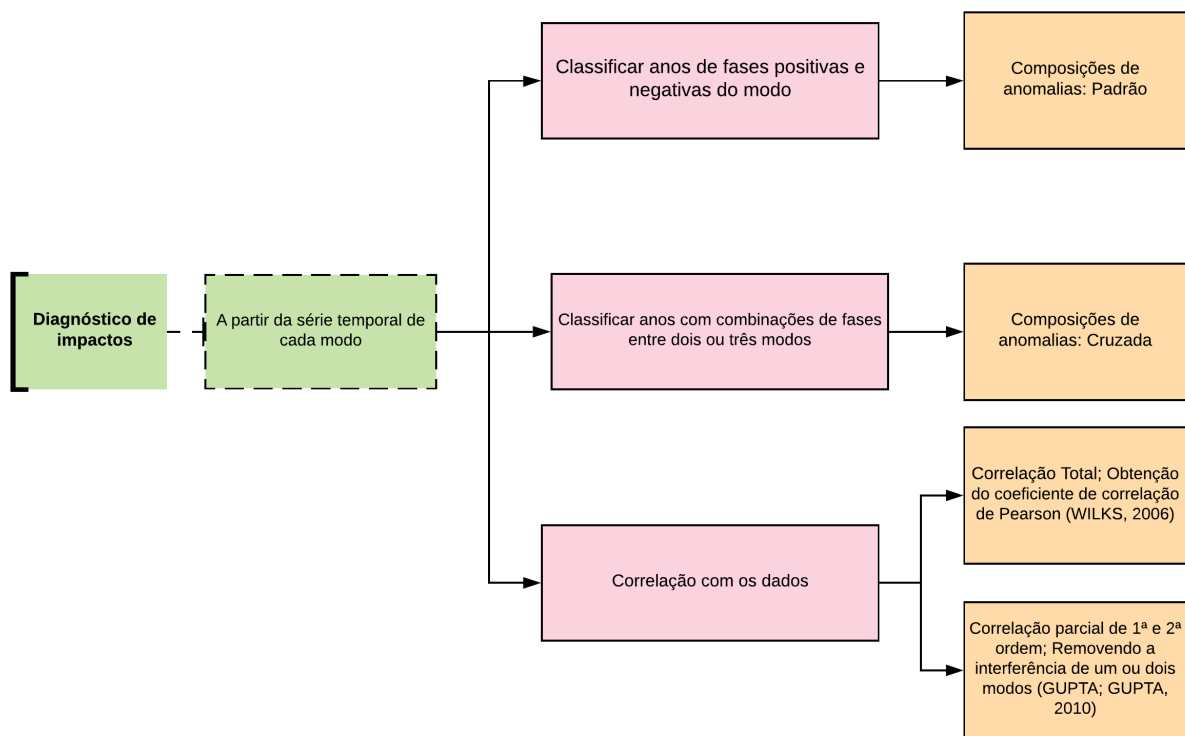


Figura 4.2: Resumo da metodologia para diagnóstico de impactos dos modos.

4.1 CONJUNTO DE DADOS

O conjunto de dados de TSM mensal foi obtido pelo Hadley Centre no Reino Unido a partir de reanálise de um período de 1950 a 2014 (RAYNER et al., 2003). Os dados são dispostos originalmente em uma grade global com resolução de $1,0^{\circ} \times 1,0^{\circ}$ (latitude/longitude). Para a obtenção dos modos com a ACP, os dados são promediados em nova grade com quadrículas com resolução de $5,0^{\circ}$ de latitude por $5,0^{\circ}$ de longitude foram retirados do conjunto com a intenção de reduzir o tempo de processamento computacional, assim como os dados mais próximos dos polos, com latitudes acima de 60° , que não apresentam muita variação relativa.

Os dados de precipitação usados neste estudo fazem parte do banco de dados do Laboratório de Meteorologia da UFPR e foram obtidos da Agência Nacional das Águas (ANA, Brasil), do Projeto Claris, e de um conjunto preparado por Liebmann e Allured (2005). O conjunto total abrange os anos de 1950 a 2014 no Brasil e 1950 a 2009 para o restante da AS, com cerca de 10 mil estações pluviométricas. As séries de precipitação são verificadas e corrigidas quanto à presença de dados espúrios e interpoladas em quadrículas de $1,0^{\circ} \times 1,0^{\circ}$ para cálculo dos índices, conforme descrito na seção 4.4.

O procedimento de verificação é realizado nas séries de precipitação para identificar diferentes tipos de problemas. Por exemplo, dados faltantes registrados como zeros (precipitação nula), valores irrealisticamente altos, valores iguais durante certos períodos registrados para duas estações distantes e mudanças improváveis no regime de precipitação. O principal problema é o registro de dados faltantes como zeros, que é especialmente difícil de detectar em regiões com estação seca bem definida, como o Nordeste do Brasil. Os dados espúrios detectados são corrigidos, quando possível, com base na precipitação das demais estações da região ou então são identificados como valores indefinidos e excluídos de análises posteriores.

Além da TSM e precipitação, são utilizados dados de circulação atmosférica para caracterização do regime de circulação global associado a certo modo de variabilidade ou à certa combinação de fases de dois ou três modos. As variáveis utilizadas são vento, função corrente e pressão ao nível do mar (PNM), obtidos do conjunto da reanálise do *National Centers for Environmental Prediction/National Center of Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) (KALNAY et al., 1996). Tais conjuntos são dados mensais produzidos por reanálise e englobam o período de 1950 a 2014, em quadrículas de $1,0^{\circ} \times 1,0^{\circ}$ de latitude e longitude por todo o globo.

O campo de função corrente é utilizado para analisar o componente rotacional do vento, que é paralelo às isolinhas indicadas por essa variável. Entretanto, ventos zonais (jatos de forte intensidade) mascaram esses fluxos, principalmente sobre as camadas mais altas da atmosfera. Para excluir esse efeito, é utilizada a função corrente zonalmente assimétrica (FCZA) que é dada pela diferença entre a função corrente em cada ponto de grade e a função corrente média daquela latitude. Com isso, é possível observar com maior clareza a circulação anômala ciclônica e anticiclônica.

Para a composição de mapas globais de precipitação foram utilizados os dados globais de precipitação do banco de dados mensais “v2018” do Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) (MEYER-CHRISTOFFER et al., 2018). Esses dados são um conjunto de reanálise combinado com monitoramento e tem resolução de $1,0^{\circ} \times 1,0^{\circ}$ sobre os continentes e foram selecionados para o período de 1950-2014.

Ainda na fase de preparação dos dados, são calculadas anomalias para cada variável, a fim de realizar análises com os desvios em relação à climatologia. Anomalias são desvios de uma variável em relação ao seu valor médio no período analisado. Assim, dos dados mensais são subtraídos da série original as médias mensais históricas do período de 1950 a 2014.

4.2 FILTRO GAUSSIANO

Para determinação da maioria dos modos é feita a Análise de Componentes Principais (ACP) da série de TSM preparada pelos passos descritos na seção 4.3. As séries de variabilidade interdecadal exigem que seja aplicado um filtro para retenção de variabilidade de maior período (igual ou acima de 8 anos). Nesse caso, foi utilizado o filtro de Gauss em análise que antecede a ACP.

O filtro de Gauss ou gaussiano utilizado é um filtro de 9 pontos que retém as oscilações de mais baixa frequência, caracterizadas por períodos iguais ou maiores que 8 anos. Este procedimento é essencial para se obter os modos de variabilidade interdecadal – tais como OIP e OMA. Os dados filtrados são, então, submetidos à ACP. Na Figura 4.3 é possível observar a série de componentes principais do primeiro modo de TSM anual, antes e depois de ser passado o filtro. As oscilações de maior frequência em (a) são suprimidas e a curva é suavizada (b).

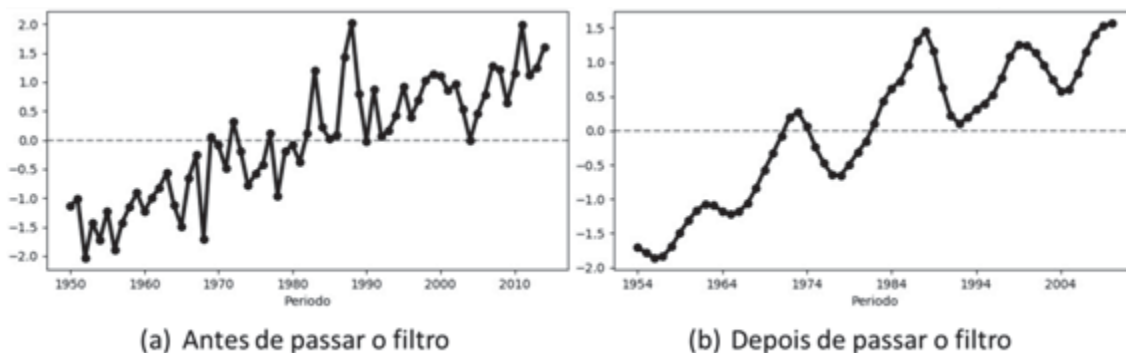


Figura 4.3: Série de variabilidade de TSM, (a) antes e (b) depois da aplicação do filtro de Gauss.

O filtro de Gauss baseia-se em uma média móvel ponderada, cujos pesos seguem uma distribuição gaussiana e foram calculados de acordo com o método descrito em Mitchell et al. (1966). Primeiramente se considera um desvio padrão para a série, considerando o número de anos máximo a ser filtrado na média móvel, segundo a relação:

$$6\sigma = p_f \quad (1)$$

onde σ é o desvio padrão e p_f é o período máximo a ser filtrado, no caso, 8 anos. De acordo com o método, se multiplica por 6 em vista da resposta do filtro gaussiano cair abaixo de 50% em comprimentos de onda igual a cerca de 6 desvios padrões da curva gaussiana.

Em seguida, se consideram as ordenadas gaussianas correspondentes aos valores, $0, \pm 1/\sigma, \pm 2/\sigma, \pm 3/\sigma$, até valores 5% do valor central. Se somam as ordenadas e divide-se cada uma delas pela soma, para que se obtenham os pesos dispostos na Tabela 4.1. Tais valores, quando comparados com os valores de pesos para outros filtros, caracterizam o filtro gaussiano como passa baixa, uma vez que possui a característica de redução de ruídos.

Tabela 4.1: Valores dos pesos do Filtro Gaussiano.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Peso	0.004	0.026	0.099	0.224	0.294	0.224	0.099	0.026	0.004

A média móvel calculada é de 9 anos e atribui-se o valor da média à posição temporal central. Por esta razão, há perda de oito anos de dados, quatro no início e quatro no final da série, e, portanto, todas as análises que forem realizadas utilizando a ACP serão compreendidas no período entre os anos de 1954 e 2009.

4.3 ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS – ACP

A Análise de Componentes Principais (ACP) (*Principal Component Analysis, PCA*, em inglês) foi idealizada em 1901 por Karl Pearson e se tornou a mais simples das análises multivariadas por autovetores. Este cálculo consiste na utilização de métodos estatísticos e de álgebra linear para resumir um grande conjunto de dados (WILKS, 2006). Por essa razão, é comumente usada como ferramenta de análise exploratória de dados.

A transformação ortogonal é um dos princípios da ACP, que consiste em converter um conjunto de dados com variáveis possivelmente correlacionadas em um conjunto de valores de variáveis linearmente não correlacionadas chamadas de componentes principais. Assim, a partir da matriz de correlação ou de covariância dos dados se obtém os autovalores e autovetores e, desta forma, os modos de variabilidade dos dados. A simples combinação linear dos principais modos de variabilidade resultantes do espaço multidimensional explica grande parte da variabilidade contida nos dados originais.

A matriz de correlação é obtida com anomalias padronizadas dos dados (expressa em desvios padrões), ou seja, valores relativos, enquanto a de covariância considera valores absolutos. Por existirem variações espaciais relativas e absolutas no período analisado, ambos os métodos podem ser aplicados. Neste caso, como a matriz de entrada do ACP é adimensional, utilizar a correlação ou a covariância leva a resultados semelhantes.

No processamento da ACP, os dados são considerados uma nuvem de pontos no espaço em que existem várias possibilidades de variabilidade conjunta. Ao atribuir a variabilidade a um sistema cartesiano 3D (3 variáveis), por exemplo, são selecionados eixos de variabilidade x , y , z de acordo com as três direções de maior correlação dos dados, sendo eixos ortogonais entre si. Esses serão chamadas de primeiro, segundo e terceiro modo de variabilidade dos dados, ou componentes principais.

Na Meteorologia, aos autovetores são atribuídas funções empíricas ortogonais para modos de variabilidade da ACP que variam no espaço e tempo. Tal método define a distribuição espacial e evolução temporal de cada modo. Esses resultados são denominados *factor scores* (FS), que caracterizam as séries temporais, e *factor loadings* (FL), que indicam a distribuição espacial do modo.

O nível de representação de cada modo é dado pelas variâncias explicadas, que são os autovalores resultantes da ACP. A transformação linear é definida de forma que o primeiro componente principal tem a maior variância possível, sendo responsável pelo padrão de variabilidade predominante nos dados. Os modos seguintes são organizados por ordem decrescente de variância, sob a restrição de ser ortogonal aos anteriores, ou seja, ser independente ou não correlacionado. A partir desta lógica, o segundo modo de variabilidade será a segunda direção de maior variabilidade e obrigatoriamente ortogonal ao primeiro modo e assim por diante.

A ACP pode produzir modos rotacionados (RT), técnica que realiza a rotação de um certo número de autovetores em direções que expliquem a maior parte da variância coerentemente, facilitando a interpretação física dos modos. Os modos rotacionados representam geralmente variações mais regionalizadas e de mesmo mecanismo físico. Para o presente estudo foi feita uma rotação Varimax ortogonal com os modos cuja variância explicada é igual ou superior a 1%, de modo a gerar modos rotacionados ortogonais. Esse método de rotação preserva a ortogonalidade dos modos no aspecto temporal, mas não impõe ortogonalidade espacial.

Diferentes mecanismos físicos podem ser responsáveis por diferentes modos de variabilidade. Desta forma, na ACP de TSM é possível caracterizar distintas variabilidades de TSM e atribuir a diferentes modos.

4.4 OBTENÇÃO DOS ÍNDICES DE PRECIPITAÇÃO

Os índices de precipitação utilizados foram escolhidos com base no estudo de Pui et al. (2012) por caracterizar variações de precipitação a partir da modulação de diferentes mecanismos. Por exemplo, a precipitação média (PM) por dia de chuva é utilizada para analisar a precipitação a cada evento de chuva, que remete à disponibilidade de umidade na atmosfera. Por outro lado, o número de dias de chuva (ND) analisa se o ambiente é

favorável ou não à convecção. Também são analisados os números de eventos extremos (EXT), para verificar o impacto sobre os extremos das distribuições de chuva diária. Tais índices são comparados com a precipitação total (PT).

Os efeitos que cada índice reflete foram definitivos para a escolha dos mesmos e foram dispostos na Tabela 4.2. Quando analisados em conjunto, pode-se definir sobre quais aspectos o modo tem influência predominante.

Tabela 4.2: Características principais que determinaram a utilização de cada índice.

Índice	Sigla	Efeito a ser investigado
Precipitação total mensal	PT	Precipitação total Capacidade de alteração da climatologia mensal
Precipitação média por dia de chuva	PM	Precipitação média por dia de chuva Capacidade de alteração de fluxos de umidade
Número de dias com chuva	ND	Número de dias com precipitação acima de 1 mm Capacidade de alteração nas condições para convecção
Número de eventos extremos	EXT	Número de ocorrência de eventos de precipitação extrema Capacidade de acúmulo e persistência de precipitação de grande porte.

O cálculo dos índices foi realizado nas quadrículas que possuem menos de 25% de falhas diárias do total de dias em determinada fase do modo; as demais são consideradas indefinidas. Os índices são calculados para cada mês e então é feita uma média sazonal nos meses da estação.

De acordo com a definição usada em Pui et al. (2012), o número de dias com precipitação (ND) é a contagem de dias em cada mês cuja precipitação é igual ou maior que 1 mm e a precipitação média por dia de chuva (PM) é a divisão da precipitação total mensal (PT) pelo ND. Para obtenção da PT, a precipitação diária é acumulada mensalmente.

A série do número de eventos extremos (EXT) em cada mês é obtida utilizando a metodologia de Grimm e Tedeschi (2009). Essa metodologia foi adotada pois se demonstrou adequada para a representação de eventos de precipitação extrema, como em Grimm et al. (2016). Para garantir que os eventos considerados extremos tenham persistência, primeiramente é calculada uma média móvel de 3 dias nos dados diários de precipitação. Para isso, com os dados diários organizados em forma de vetor, calcula-se a precipitação média nos três primeiros dias, e o valor resultante é atribuído ao dia central. A seguir,

calcula-se a precipitação média nos três dias seguintes, atribuindo o valor ao dia central, e assim por diante.

Os resultados das médias são rearranjados em forma de matriz em que cada linha representa um dia do ano (assim, a primeira linha é composta de todos os 1º de janeiro de 1950 a 2009). A cada linha da matriz é feito o ajuste de uma distribuição Gamma (utilizando o método da máxima verossimilhança¹¹), e então é calculado o nível de precipitação correspondente ao percentil 90 para cada dia.

O percentil 90 das distribuições diárias é usado como o limiar de precipitação extrema da distribuição de chuva para cada dia. Assim, num dado ponto de grade, qualquer valor de chuva naquele dia do ano (independente do ano) que superar tal limiar é contabilizado como evento extremo. Nota-se que, para cada dia do ano (cada linha) há um limiar de chuva extrema, ou seja, existem 365 limiares. Após serem identificados os dias de precipitação extrema, é contabilizado o número de eventos extremos por mês. Assim, são geradas as séries mensais de número de eventos extremos e podem ser feitas as médias dos meses de cada estação para obter valores médios sazonais.

Um exemplo do cálculo de eventos extremos é demonstrado na Figura 4.4. Nos gráficos estão dispostos os dados de precipitação diária e média móvel da precipitação diária para a quadrícula 49°O 25°S, nas proximidades de Curitiba, nos anos de 1997 e 2000. A curva em vermelho, destacada nos dois gráficos, representa os limiares diários de precipitação extrema dessa quadrícula que possui uma média anual de 10 mm.

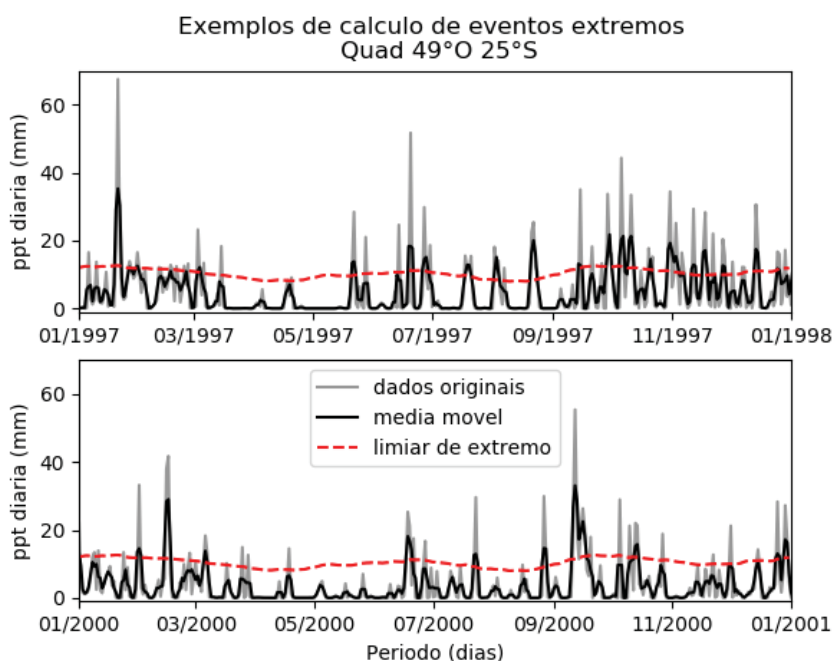


Figura 4.4: Exemplo de cálculo para eventos extremos para a quadrícula 49°O 25°S.

Na amostra de médias móveis de 1997, existem 57 dias com precipitação acima do limiar, enquanto na amostra de 2000 apenas 35 dias excedem o limite. De acordo o ONI index (*Oceanic Nino Index*; NOAA-NCEP, 2018), 1997 foi um ano de ocorrência de El Niño e 2000 de La Niña, fases positiva e negativa de ENOS, respectivamente. Essa simples análise já possibilita a verificação da variabilidade com que essa região está sujeita de acordo com as fases de ENOS. Com a construção da série com o número de eventos extremos podem ser realizadas análises estatísticas ainda mais aprofundadas.

Na Figura 4.5 são dispostos em grades de resolução 1,0°x1,0° os limiares de precipitação extrema médios para os meses de Janeiro, Abril, Julho e Outubro. Com essa distribuição se nota a atuação do SMAS, que eleva os níveis de precipitação no centro do Brasil na estação de monções e, conseqüentemente, elevando o limiar de extremos.

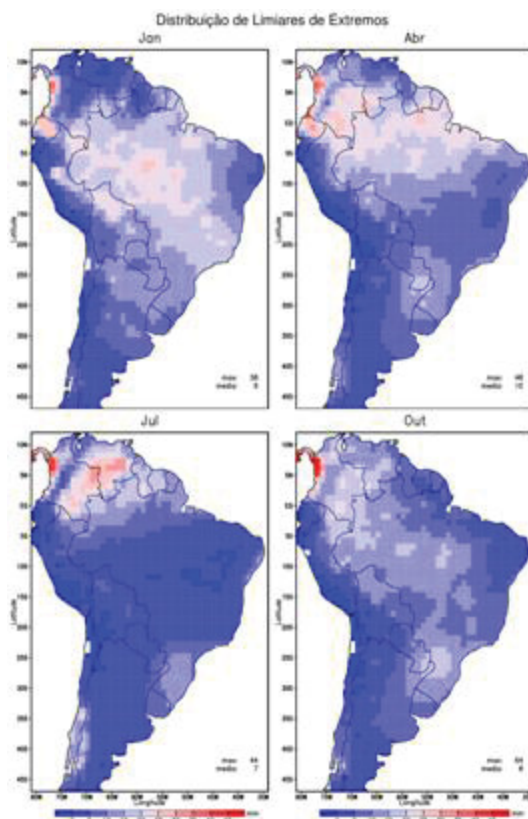


Figura 4.5: Distribuição espacial de limiares de precipitação extrema médios para os meses de Janeiro, Abril, Julho e Outubro.

O limiar de precipitação extrema usado é o valor acima do qual há 10% de probabilidade de ocorrência.

4.5 CORRELAÇÃO TOTAL

O cálculo de correlações totais determina o nível de dependência linear entre dois conjuntos de dados. O método aplicado é o do coeficiente de Pearson, que varia de -1 a 1, sendo 1 o caso de maior relação direta entre as séries e -1 maior relação inversa entre as séries, com coeficiente próximo de zero para séries não-correlacionadas. Tal coeficiente é definido como ρ , e é calculado para cada ponto de grade, a partir de:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2)$$

onde x_i e y_i são valores medidos de ambas as séries para cada ano de $i = 1$ a $i = n$ e \bar{x} e \bar{y} são as médias aritméticas das séries (WILKS, 2006).

A correlação é utilizada entre a evolução temporal do modo (FS em modos ACP) e a variação temporal de uma variável, em cada ponto de grade. A partir disso, mapas com a distribuição dos coeficientes de correlação são gerados. Essa variável pode ser um índice de precipitação, uma variável de circulação atmosférica ou até mesmo TSM. Valores altos de correlação evidenciam a relação linear entre a distribuição de uma variável e o modo, o que permite indicar os mecanismos de influência das oscilações climáticas. O teste T de Student é utilizado para verificar a significância da correlação.

A correlação total também é aplicada entre as séries temporais de dois diferentes modos. Os modos com maiores valores absolutos dos coeficientes de correlação indicam que existe tendência de sua ocorrência em fase ou fora de fase, o que pode produzir interferência. Nesse caso, os modos devem ser submetidos a métodos de separação, como a composição de anomalias cruzada e a correlação parcial.

4.6 CORRELAÇÃO PARCIAL

A correlação parcial determina a relação entre as séries temporais de um modo e de um índice de precipitação, excluindo a interferência de um outro modo que possa estar relacionado com estas séries. Um Diagrama de Venn (Figura 4.6) pode ser utilizado para sua exemplificação. Nesse esquema, a correlação entre três séries diferentes é dada pela interseção entre os conjuntos. Nota-se que ao fazer a correlação entre as séries 1 e 2 (Figura 4.6, seção em amarelo), existe uma porção que está correlacionada com os demais conjuntos (Figura 4.6, seção amarela hachurada). A correlação parcial faz a obtenção da correlação entre a série 1 e 2 mantendo constante a relação com a série 3, de forma que a seção amarela hachurada será desconsiderada.

A utilização desse método para a separação de modos climáticos já foi explorada em diferentes estudos, tais quais Hu e Huang (2009) e Kayano et al. (2013). Em tais estudos, é utilizada a correlação parcial de primeira ordem, com a qual pode-se obter a separação de dois modos climáticos, ou seja, a obtenção da correlação entre um modo e uma variável, sem a interferência de outro modo, como explicado pelo Diagrama de Venn.

A equação da correlação parcial de primeira ordem é (GUPTA; GUPTA, 2010):

$$r_{12.3} = \frac{r_{12} - r_{13} \cdot r_{23}}{\sqrt{(1 - r_{13}^2)(1 - r_{23}^2)}} \quad (3)$$

onde $r_{12,3}$ é a correlação parcial da série 1 com a 2, quando a série 3 é mantida constante; e r_{12} , r_{13} e r_{23} representam o valor do coeficiente de Pearson (correlação total) entre combinações das séries 1, 2 e 3. No Diagrama de Venn (Figura 4.6), a seção amarela é r_{12} , a seção vermelha é r_{23} , a seção verde é r_{13} e a correlação parcial $r_{12,3}$ corresponde a área em amarelo, sem a porção hachurada.

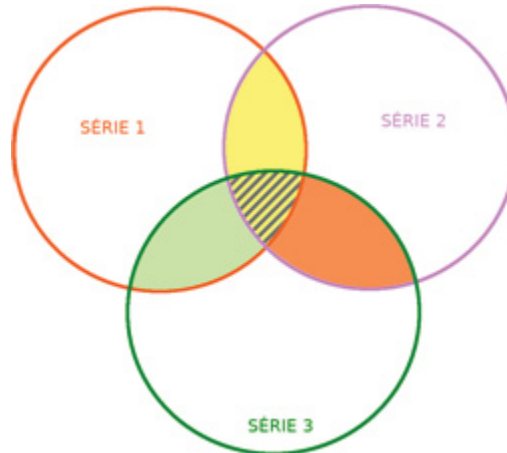


Figura 4.6: Diagrama de Venn explicando a relação de dependência entre três séries que é removida pela correlação parcial de primeira ordem.

De acordo com essa formulação e com o diagrama, algumas relações podem ser obtidas. Por exemplo, quanto mais altos os coeficientes r_{13} e r_{23} , menor será a correlação parcial $r_{12,3}$ e menor será a relação entre 1 e 2. Nesse caso, há predominância da relação entre modos 1 e 3 ou entre 2 e 3. Ainda, caso algum dos coeficientes r_{13} e r_{23} seja próximo de zero, a correlação parcial se aproximará do valor da correlação total ($r_{12,3} \simeq r_{12}$).

A correlação parcial de segunda ordem foi obtida por Gupta e Gupta (2010) como uma generalização do método para quatro séries correlacionadas. Seu resultado determina a correlação entre duas séries (1 e 4) desconsiderando duas outras (2 e 3). Para a correlação parcial de segunda ordem, a relação usada é:

$$r_{14,32} = \frac{r_{14,3} - r_{12,3} \cdot r_{24,3}}{\sqrt{(1 - r_{12,3}^2)(1 - r_{24,3}^2)}} \quad (4)$$

De forma análoga, $r_{14,32}$ é a correlação parcial entre 1 e 4, considerando as séries 2 e 3 constantes; e $r_{ij,k}$ são correlações parciais obtidas pela equação 3).

A significância das correlações parciais também é testada pelo teste t de Student.

4.7 COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS

A composição de anomalias é feita para verificar como os índices de chuva e outras variáveis se comportam em fases opostas de um modo climático (ou em certas

combinações de fases de dois ou três modos) e investigar como são os mecanismos que levam à variabilidade das características da precipitação. Esse método se baseia na obtenção de campos médios das anomalias observadas durante determinados anos de fases (ou combinações de fases) selecionadas dos modos.

A classificação dos anos de fases positivas ou negativas do modo é feita a partir de sua série temporal. Nos modos de ACP utiliza-se o FS, que indica a variação temporal do padrão correspondente apresentado no FL. Foram testados diferentes limiares para melhor diferenciar as fases e o melhor valor encontrado foi $0,5 \times \text{desvio padrão}$. Portanto, anos com valor de FS acima de $+0,5$ correspondem à fase positiva, geralmente representada no padrão espacial (nos FL), enquanto anos de fase negativa são aqueles com valores de FS abaixo de $-0,5$. Para resumir a informação, anos de fase positiva/negativa serão descritos como (+)/(-). Assim, anos El Niño são ENOS(+) e La Niña, ENOS(-).

A composição de anomalias padrão fornece a diferença entre a média em anos de fase positiva/negativa e a média do período, resultando em anomalia positiva (negativa) para valor acima (abaixo) da média climatológica do período. Quando existem pelo menos três anos de ocorrência da fase, o cálculo é realizado para cada ponto de grade até que se obtenha um mapa de composições de anomalias padronizadas para cada fase do modo.

Para calcular anomalias padronizadas são utilizados as séries originais para o cálculo do desvio padrão amostral para o período referido. Depois de calcular as anomalias, divide-se o valor pelo desvio padrão correspondente em cada quadrícula. Esse método segue a equação apresentada em Wilks (2006):

$$z = \frac{(x - \bar{x})}{s_x} \quad (5)$$

Na qual, z é o valor da anomalia padronizada, $(x - \bar{x})$ é o valor da anomalia, representado pela diferença entre (x) a média nos anos de cada fase dos modos e (\bar{x}) a climatologia, com relação ao desvio padrão (s_x) , estatísticas mensuradas para cada estação do ano.

A significância dos campos anômalos é testada pelo teste t de Student, que será explicado na seção 4.8.

As composições de anomalias para fases positivas e negativas separadamente fornece uma ideia do componente não linear do impacto nestas fases. A diferença entre anomalias de anos de fases positiva e negativa também é obtida para cada ponto de grade e representa uma resposta linear à oscilação (assim como a correlação). Esse último resultado também é testado pelos testes de Mann-Whitney U (MWU) e Kolmogorov-Smirnov (KS) (WILKS, 2006), conforme utilizados por Pui et al. (2012). Nas regiões em que há impacto significativo, considerando um limiar de 95% de confiança nos referidos testes, são

geradas funções densidade de probabilidade (FDPs) para atestar a diferença entre as distribuições em fases opostas dos índices de precipitação.

A composição de anomalias também pode ser utilizada para caracterizar o impacto de uma dada combinação de fases de mais de um modo simultaneamente, de maneira cruzada. Ou seja, são obtidos anos de fase positiva, negativa e neutra de um modo considerando as fases de outro modo. Pode-se assim estabelecer o efeito tanto de separação como de ocorrência conjunta dos modos.

Foram verificadas configurações de até três modos, para obtenção dos anos de diferentes combinações de fases. Entre dois modos a composição produz um conjunto de anos maior de combinações de fase positiva, negativa e neutra de ambos os modos. Alguns exemplos foram plotados na Figura 4.7 (esquerda). Para três modos, entretanto, pode não haver número de anos suficientes para composição de anomalias para todas as combinações de fases e, por essa razão, algumas composições não são geradas. Um exemplo é para ENOS(+)/ODP(0)/OIP(0) na Figura 4.7 (direita) em que só um ano teve essa configuração.

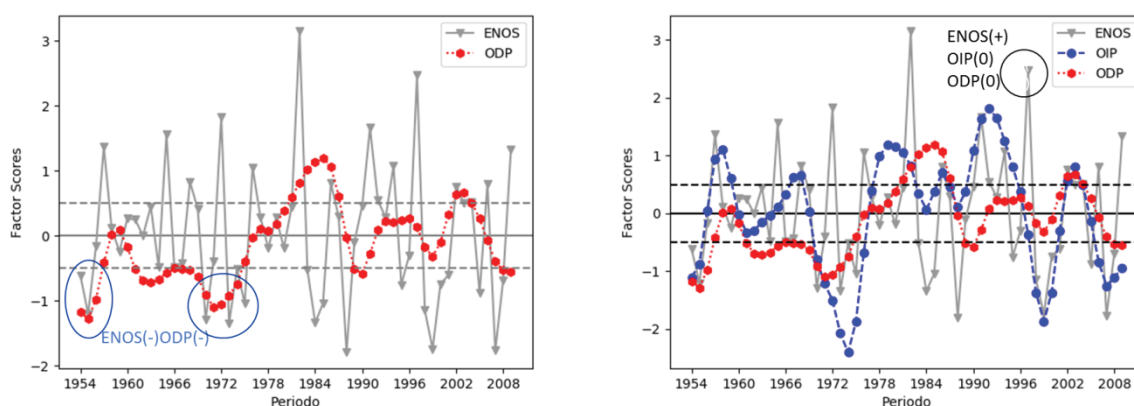


Figura 4.7: Exemplo de composição de séries temporais de verão para os modos: ENOS, ODP e OIP.

Depois de obtidos os anos, o cálculo de anomalias é análogo ao realizado com a composição de anomalias padrão. Dessa forma, são obtidos campos anômalos com combinações de fases de diferentes modos e a significância dos campos também é testada pelo teste t de Student.

4.8 TESTES DE SIGNIFICÂNCIA

4.8.1 T DE STUDENT (T)

O teste de significância baseado na distribuição T de Student é utilizado para verificar estatisticamente a confiabilidade dos resultados, ou seja, se não se devem ao acaso.

Para avaliar a significância estatística das anomalias em certa fase, é testada a hipótese nula de que a diferença entre as médias da série de valores para aquela fase e da série total é igual a zero. A estatística do teste é dada por (WILKS, 2006)

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\left[\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}\right]^{1/2}}, \quad (6)$$

e tem distribuição t de Student para a hipótese nula. Nesta equação, \bar{x}_i representa a média de cada uma das duas séries comparadas. Neste caso, a média de anomalias de uma certa fase (\bar{x}_1), e a média da série completa (\bar{x}_2); s_i^2 representa a variância de cada uma das séries, e n_i o tamanho da amostra ou o número de membros independentes de cada uma das séries.

Ao utilizar o filtro de Gauss, a série de dados resultante é altamente autocorrelacionada, visto que são feitas médias móveis para sua obtenção. Esse fato faz com que haja redução no número de membros independentes da amostra. Nesses casos, é aconselhado o método de autocorrelação, a fim de obter o número efetivo de membros (N') de cada série, a partir da seguinte equação (WILKS, 2006):

$$N' = \frac{n(1 - \rho_1)}{(1 + \rho_1)}, \quad (7)$$

onde n é o número total de membros da série e ρ_1 é a sua autocorrelação com lag 1.

Para avaliar a significância estatística das correlações é usada a hipótese nula de que não há correlação. A estatística do teste utilizada é dada por (ZAR, 1984)

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1 - r^2}{N' - m}}}, \quad (8)$$

e tem distribuição t de Student para a hipótese nula. Nesta equação, m é o número de variáveis correlacionadas. No caso da correlação total entre o modo e a variável de chuva $m = 2$, para a correlação parcial entre dois modos e uma variável de chuva (correlação parcial de primeira ordem) $m = 3$ e assim sucessivamente. N' é o número efetivo de membros independentes que, para séries filtradas, é calculado por:

$$N' = N \frac{(1 - r_{1x} r_{1y})}{(1 + r_{1x} r_{1y})}, \quad (9)$$

onde r_{1x} e r_{1y} são as autocorrelações de uma série com ela mesma e lag 1 e N é o número total de membros da série. Se N' diminui, a significância também diminui. Mais detalhes da aplicação estão disponíveis na literatura (WILKS, 2006; ZAR, 1984).

Para amostras suficientemente grandes (> 30 membros) é possível estabelecer uma distribuição Gaussiana para a distribuição T de Student. A distribuição segue a função $f(t) = \phi(z)$ sendo que o valor do parâmetro $z = t$, dado pela expressão:

$$\phi(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{z^2}{2}\right]. \quad (10)$$

O teste T de Student também pode ser utilizado para atestar a diferença entre a distribuição de um índice em fase positiva e em fase negativa, a partir da hipótese nula de que as médias entre as duas amostras são iguais. A estatística do teste também é calculada pela equação (6) e são atribuídos valores à distribuição t de Student.

4.8.2 MANN-WHITNEY U (MWU)

O MWU (também chamado de teste de Mann-Whitney-Wilcoxon ou Wilcoxon *rank sum* ou Wilcoxon-Mann-Whitney) é um teste não-paramétrico, ou seja, não utiliza parâmetros da própria distribuição teórica para validação. Sua formulação é utilizada para testar a diferença entre duas distribuições estatísticas, de modo a verificar se duas séries de dados independentes seguem populações distintas. Nesse estudo, o teste verifica a significância da diferença entre a densidade de probabilidade dos índices de precipitação na fase positiva e na negativa.

A sua formulação é dada pelo valor de U_i , para as duas séries do conjunto independentes:

$$U_i = R_i - \frac{n_i}{2}(n_i + 1) \quad (11)$$

onde R é a soma dos valores amostrais ordenados e n é o número de membros do conjunto de cada série (i).

Segundo Wilks (2006), para utilizar o teste MWU em conjuntos numerosos (com mais de 10 membros) é utilizada uma distribuição Gaussiana de probabilidade, cujos parâmetros são a média (μ_U) e o desvio padrão (σ_U), calculados como:

$$\mu_U = \frac{n_1 n_2}{2} \quad (12)$$

$$\sigma_U = \left[\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12} \right]^{1/2} \quad (13)$$

A função distribuição de probabilidade fica:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_U \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x - \mu_U)^2}{2\sigma_U^2}\right]. \quad (14)$$

Assim, o teste segue a hipótese nula de que as distribuições são da mesma população e, para cada valor de $x = f(\mu_U, \sigma_U), -\infty < x < \infty$, se tem uma significância atribuída. A sua interpretação é relativa ao número de possíveis valores de U no conjunto.

No presente estudo, o referido teste foi aplicado a partir de uma função disponível na biblioteca estatística do R. Sua aplicação dispõe um nível de confiança e um valor de U, para o qual a hipótese nula é rejeitada.

4.8.3 KOLMOGOROV-SMIRNOV (KS)

O teste de KS é não paramétrico e se baseia na hipótese nula de que duas amostras são da mesma distribuição de probabilidade acumulada. O teste usa a máxima absoluta diferença entre as curvas de distribuição acumulada de duas amostras para testar se as amostras vêm de populações diferentes. Nesse estudo, o teste verifica a significância da diferença entre a densidade de probabilidade acumulada dos índices de precipitação na fase positiva e na negativa.

O desvio máximo entre duas distribuições acumuladas quaisquer F_m e F_n , é calculado pela equação:

$$D_s = \max |F_n(x_1) - F_m(x_2)| \quad (15)$$

sendo x_1 a série amostral com n_1 observações e x_2 com n_2 (WILKS, 2006). A máxima diferença entre as amostras é calculada pelo desvio crítico (D_c):

$$D_c = \sqrt{\left(\frac{-1}{2}\right) \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right) \ln\left(\frac{\alpha}{2}\right)} \quad (16)$$

onde α é a significância adotada.

Para que as distribuições sejam significativamente distintas, ou seja, rejeitem a hipótese nula, $D_s < D_c$ para um determinado nível de significância (α).

Assim como teste MWU, o KS aplicado nas séries foi baseado em uma função do R. Mais detalhes sobre a fundamentação e aplicação dos testes são descritas pela literatura e documentação das funções (HAIGH; CONOVER, 2006; HOLLANDER; WOLFE, 1999; WILKS, 2006).

5 DETERMINAÇÃO DOS MODOS DE VARIABILIDADE

A determinação dos modos ENOS, OIP, OMA, ATN e ATS ocorreram pela ACP de TSM. Para a ODP, índices disponibilizados por institutos meteorológicos caracterizaram a evolução temporal do modo. Os métodos são explicados detalhadamente a seguir.

Para definir o ENOS foi utilizado um modo de variabilidade de TSM obtido pela ACP em uma grade de resolução 5,0°x5,0° entre 60°N-60°S para o período de 1950 até 2014. Os modos foram escolhidos pelos seus padrões espaciais (Figura 5.1, FL), que representam a fase positiva de ENOS. No geral, os modos obtidos apresentam alguma influência interdecadal, visível nas séries temporais dos modos de primavera e verão (Figura 5.1).

Os primeiros modos da primavera e do inverno (variâncias de 15,29% e 16,39%, respectivamente; não mostrados) indicam uma evolução temporal crescente de temperatura no Oceano Índico, com uma tendência contínua em todo o período que pode sugerir aquecimento global. Esse fenômeno não é objeto de estudo desse trabalho, porém é importante ressaltar que esse modo de tendência foi atribuído a um modo da ACP ortogonal e independente dos demais. No verão, o mesmo modo foi representado no 2º modo com variância de 13,62%. Assim, assegura-se que apenas o modo ENOS será analisado, excluindo-se possíveis tendências lineares de aquecimento na série.

No outono e no verão, o ENOS é representado na Figura 5.1 pela variabilidade espacial e temporal do primeiro modo da ACP de TSM, com variância de 14,53% e 9,67%, respectivamente. Isso indica que, durante essas estações o modo de variabilidade total de TSM global com maior representatividade no período é o ENOS.

Na primavera, o modo ENOS é representado pelo 2º modo de variabilidade de TSM, com variância de 15,19%. Já no inverno, o 3º modo de variabilidade representa ENOS e teve variância de 6,94%, sendo o segundo modo uma representação bem similar aos padrões da OIP no Pacífico Central extratropical com variância de 7,95%.

As diferenças na ordenação dos modos ocorrem devido a distribuição desigual de aquecimento dos hemisférios de acordo com as características predominantes durante o período em análise. Por exemplo, no inverno austral a radiação solar é mais predominante sobre o HN, por essa razão, a OIP tem maior representatividade na amostra nessa estação.

Apesar disso, os modos ENOS obtidos se demonstraram bastante representativos, em comparação com lista de anos El Niño e La Niña e com índices mais recentes de variabilidade oceânicos (*Oceanic Niño Index* – ONI) do CPC/NOAA (Centro de Previsão do Clima da Agência Norte-Americana de Atmosfera e Oceano) (NOAA-NCEP, 2018).

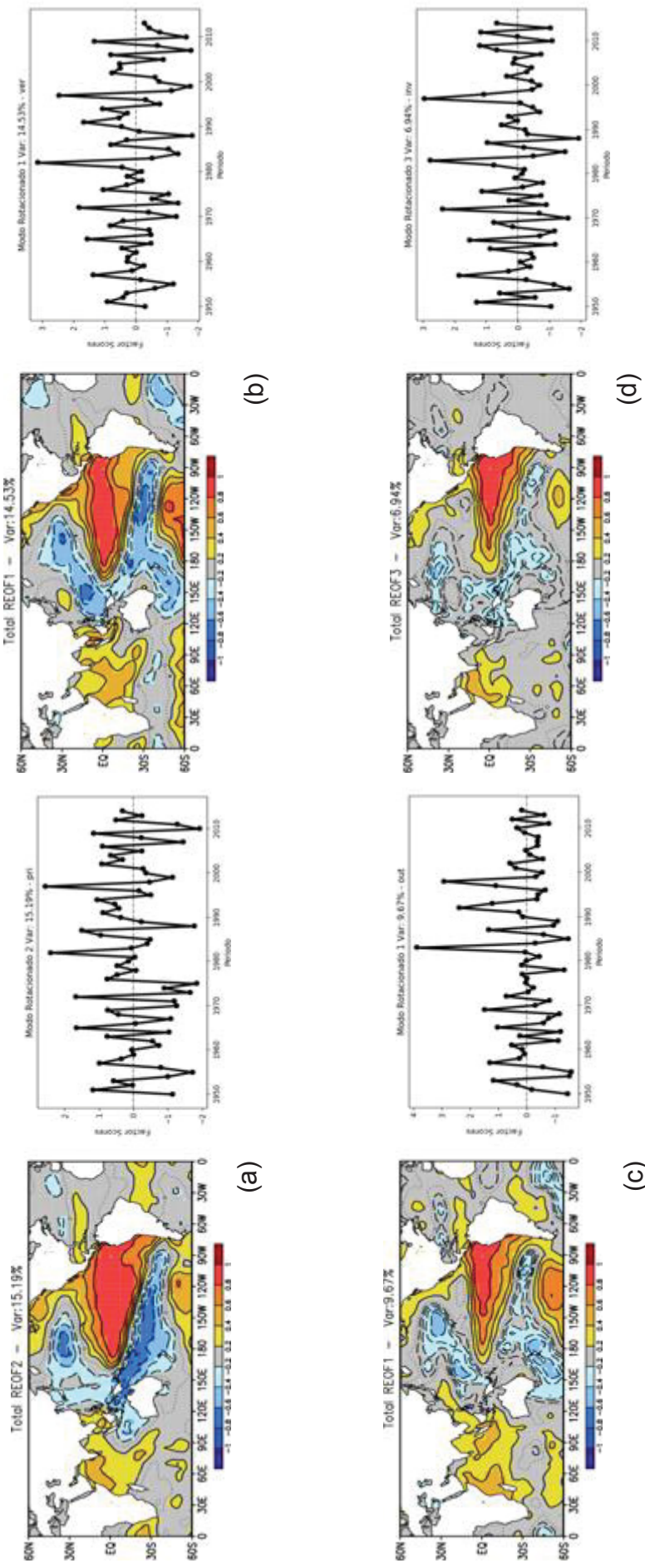


Figura 5.1: Modos de variabilidade que representam ENOS, obtidos da ACP da variabilidade total de TSM para (a) primavera (b) verão (c) outono e (d) inverno.

Evolução espacial (FL) à esquerda e temporal (FS) à direita. A variância obtida é de 15,19%, 14,53%, 9,67% e 6,94%.

A ODP possui um padrão de variabilidade de TSM muito semelhante ao da OIP no Oceano Pacífico Norte e tem variabilidade temporal com período mais longo do que o interanual. Para sua definição, foi utilizado um índice calculado pelo JISAO. O índice foi representado pelo primeiro modo de componentes principais de TSM mensais no Oceano Pacífico Norte, na faixa que se estende de 20°N até o Polo Norte, para o período de 1900 até os dias atuais. Mais detalhes sobre esse conjunto podem ser obtidos em Mantua et al. (1997). Para representar essa oscilação foi utilizada uma média do índice para os meses de cada estação, que foi então filtrada com o filtro de Gauss, séries que foram dispostas na Figura 5.2 como original e filtrada, respectivamente.

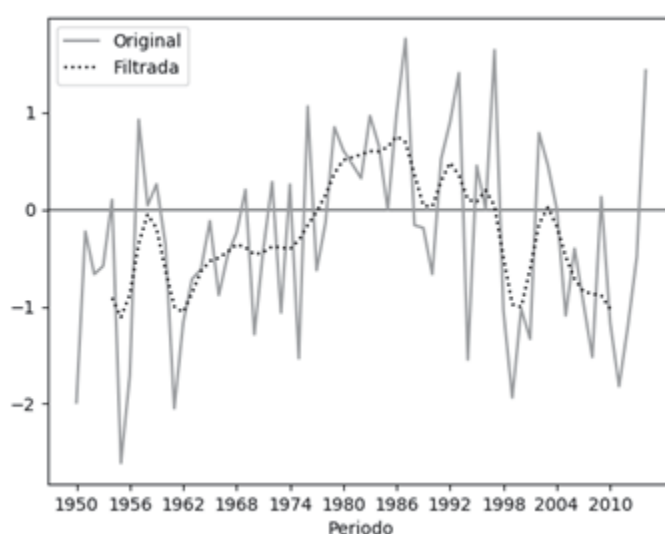


Figura 5.2: Série temporal original do índice da ODP na primavera e após a passagem do filtro gaussiano.

O modo que representa a OIP se origina da ACP da série de TSM filtrada pelo filtro de Gauss, uma vez que se trata de uma oscilação interdecadal. Os dados utilizados são os mesmos que originaram os modos ENOS.

O primeiro modo de variabilidade de TSM dessa ACP sazonal (não mostrado) descreve mais de 30% da variância e representa a tendência linear de aquecimento dos oceanos Índico e Atlântico Sul, assim como os primeiros modos da variabilidade total na primavera e no inverno.

Para representar a OIP foram selecionados os modos que apresentam padrões de anomalias de TSM de aquecimento no Oceano Pacífico Equatorial que se estendem para regiões subtropicais do Hemisfério Norte e Sul, além de resfriamento em faixas subtropicais/extratropicais, o que é característico da ocorrência desse modo, de acordo com a literatura (PARKER et al., 2007). Tal padrão representa a fase positiva e foi obtido nos modos sazonais apresentados na Figura 5.3.

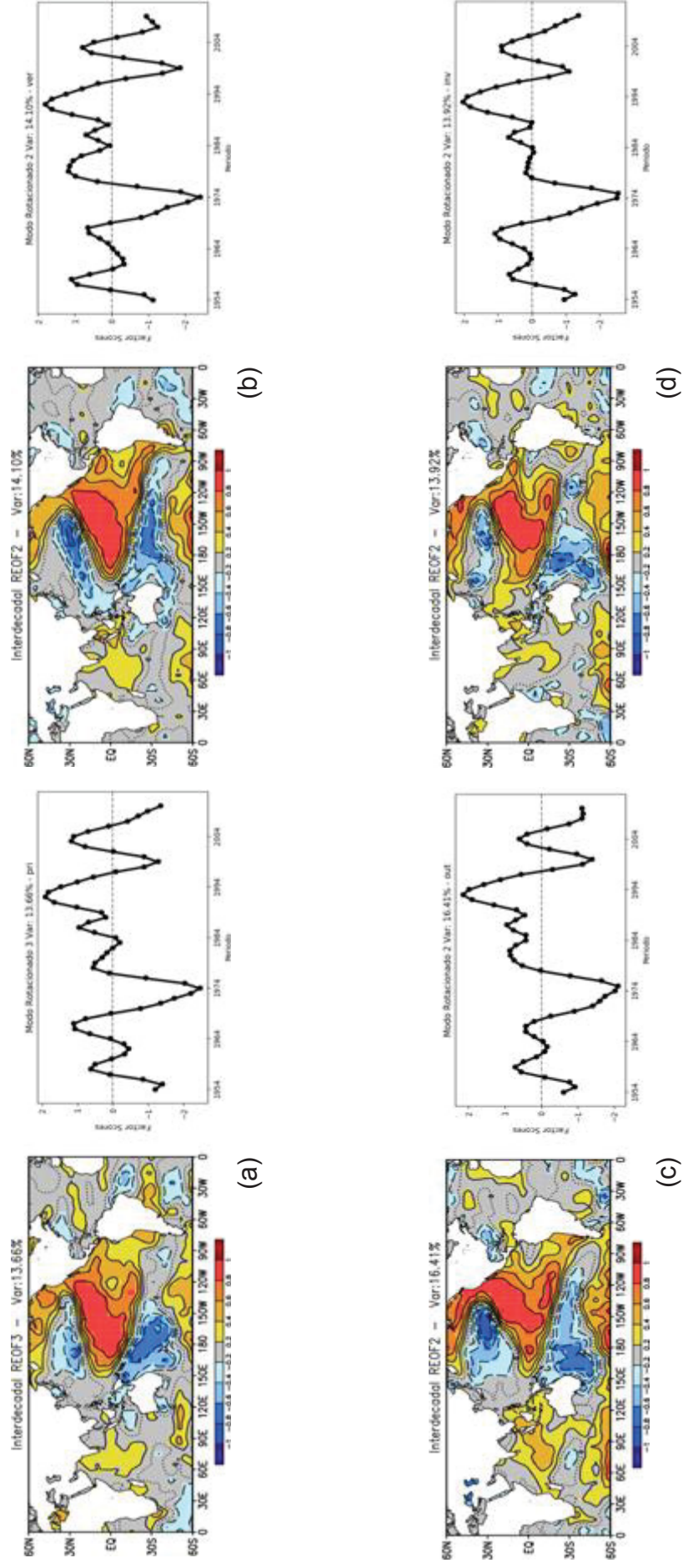


Figura 5.3: Modos de variabilidade que representam OIP, obtidos com ACP da variabilidade interdecadal de TSM para (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.

Evolução espacial (FL) à esquerda e temporal (FS) à direita. A variância obtida é de 13,66%, 14,10%, 16,41% e 13,92%.

Com exceção da primavera, a OIP foi representada pelo 2º modo de variabilidade, que descreve os seguintes percentuais de variâncias: 14,10% (verão), 16,41% (outono) e 13,92% (inverno). Os padrões espaciais e temporais de variabilidade possuem pouca diferença entre as estações. Isso porque existe um núcleo bem definido de valores positivos nos trópicos do Oceano Pacífico central-leste e valores negativos nos extratropicais.

Na primavera, a OIP foi representada pelo terceiro modo de variabilidade com variância de 13,66%, sendo que a OMA foi o segundo modo, com 14,32% de variância. Uma das explicações para essa troca de ordem durante a primavera novamente é reflexo da radiação solar. Durante o inverno do HS (que é verão no HN), o aquecimento do Oceano Atlântico ocorre com maior intensidade. Apesar disso, o terceiro modo também apresenta bastante similaridade com os obtidos nas demais estações para a OIP.

A OMA resulta da mesma ACP na qual foram originados os modos da OIP, ou seja, a ACP de variabilidade interdecadal atribuiu OIP e OMA a diferentes modos ortogonais entre si.

Outro índice da OMA foi comparado com os FS do modo OMA da ACP através da correlação. Tal índice é uma série suavizada obtida da série de TSM de Kaplan, da qual foram retiradas tendências lineares, utilizando a área que se estende de 0° a 70°N no Oceano Atlântico. Mais detalhes sobre a obtenção do índice são mencionados em Enfield et al. (2001). Na primavera, a correlação foi a mais alta, com coeficiente de correlação significativo igual a 0,8404, também apresentando correlação significativa com coeficiente acima de 0,80 para as demais estações.

No outono foi obtido o modo OMA com a menor variância (9,11%) e, por essa razão, menor representatividade no conjunto de dados (Figura 5.4). Na primavera o modo OIP e OMA tiveram ordem invertida e a OMA foi representada no 2º modo, como visto anteriormente. Os terceiros modos de variabilidade interdecadal foram utilizados como modo OMA para as demais estações.

Algumas diferenças são observadas entre os padrões espaciais e temporais dos modos OMA entre as estações. Por exemplo, na primavera existe um forte sinal anômalo positivo sobre o Pacífico noroeste que não tem a mesma magnitude nas demais estações. No outono existe forte sinal negativo no Atlântico Norte central, na costa leste dos Estados Unidos, em oposição as anomalias positivas nas outras estações. Também no outono existe um período de fase positiva entre 1979 e 1981 que não ocorre nas demais estações. Já no inverno, o início da série possui uma flutuação diferente, com fase positiva entre 1954 e 1964.

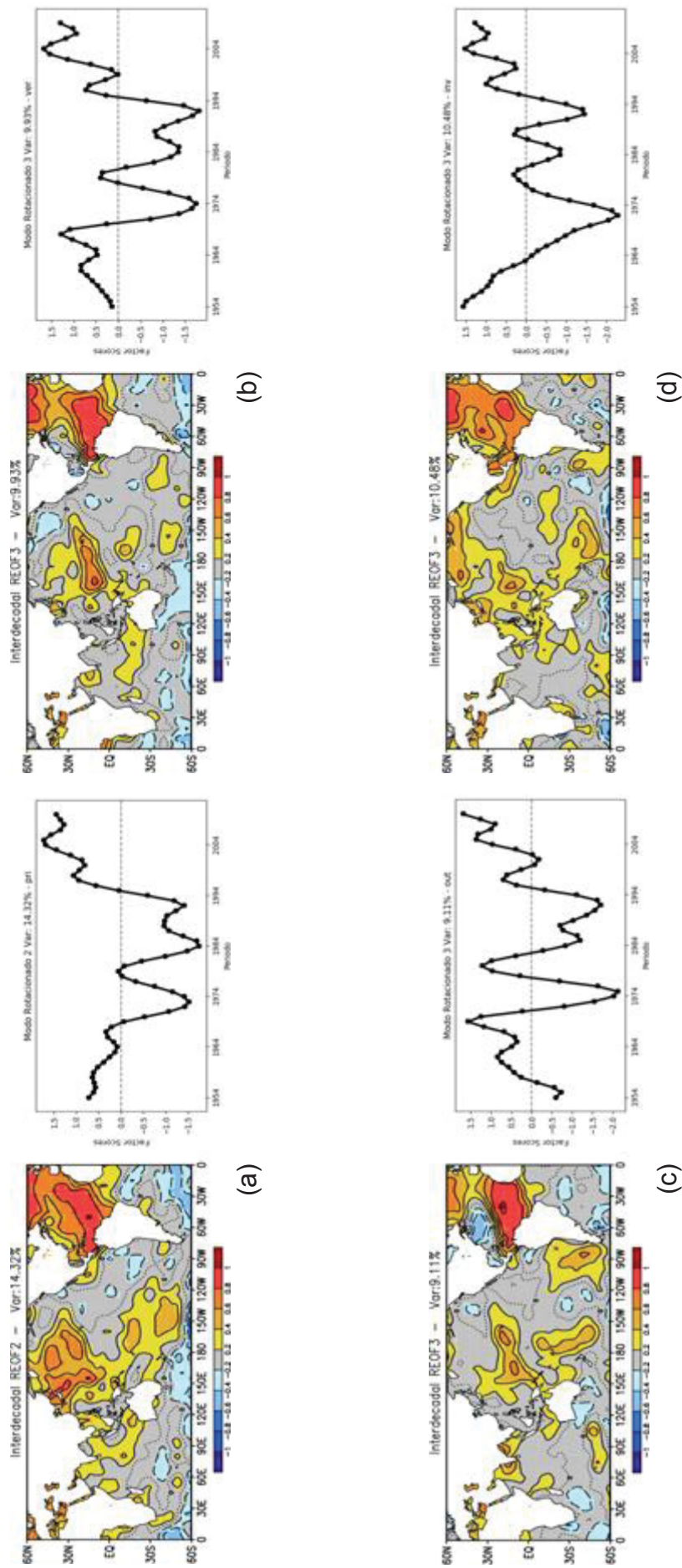


Figura 5.4: Modos de variabilidade que representam OMA, obtidos com ACP da variabilidade interdecadal de TSM para (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.

Factor Loadings a esquerda e factor scores a direita. A variância obtida é de 14,32%, 9,93%, 9,11% e 10,48%

Para que os modos de variabilidade do Oceano Atlântico tenham maior representatividade na ACP, a grade de TSM foi redimensionada. Assim, os modos de variabilidade do ATN e ATS foram obtidas em uma grade com resolução de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ que engloba 70°N - 70°S e 80°O - 35°L .

O modo de variabilidade de TSM do ATN é um importante modo de variabilidade de TSM interanual do Oceano Atlântico. A maior variabilidade representada por esse modo ocorre na porção do Oceano Atlântico ao norte do equador. Muito similar à OMA, sua fase positiva indica o aquecimento das águas da região (Figura 5.5).

Com exceção do outono, a representação da variabilidade do ATN foi feita pelo primeiro modo da ACP total de TSM. Apesar disso, quando comparadas, as variâncias possuem valores próximos: 15,04% para a primavera, 12,08% para o verão, 13,61% para o outono e 11,14% no inverno.

No outono, o segundo modo de variabilidade do Atlântico representou o ATN. Além disso, para esse mês em específico há uma correlação negativa, localizada entre Atlântico Tropical e Extratropical (40° ~ 30°N), mais fraca ou inexistente nas demais estações. Essa característica determina um gradiente de TSM bastante forte que modifica os efeitos do modo.

A similaridade desse modo com a OMA é muito pronunciada nesses resultados. Tal influência se observa tanto nos padrões espaciais do modo, como na presença de tendências interdecadais nas séries temporais. Por exemplo, a tendência a valores negativos no período de 1970 a 1990 está associada a fase negativa de OMA durante esse mesmo período (Figura 5.4 e Figura 5.5). Por essa razão, é importante que seja feita a separação entre esses modos.

A Figura 5.6 contém a representação espacial e temporal do modo de variabilidade do ATS para as estações do ano. No geral, a variância representada por este modo fica em torno de 10%, com exceção do outono, quando alcança 14%. Durante essa estação, o padrão espacial tem forte intensificação nos coeficientes de correlação, permitindo que boa parte da costa brasileira apresente aquecimento devido a ocorrência do modo.

A série temporal dos modos ATN e ATS do Atlântico Tropical foi correlacionada com os respectivos índices dessas variabilidades disponibilizados pela NOAA (ENFIELD et al., 1999), assim como feito para OMA. Para cálculo desses índices foram utilizadas anomalias médias de TSM mensal do HadISST do período de 1971 a 2000 na localidade de 5°N - 25°N e 55°O - 15°O para ATN e 20°S - 0° 30°O - 10°L para o ATS. Mais detalhes sobre o índice podem ser encontrados em Enfield et al. (1999).

Em ambos os casos, a correlação entre os modos da ACP e os índices resultaram em valores acima de 0,90, com nível de confiança acima de 95%, para todas as estações.

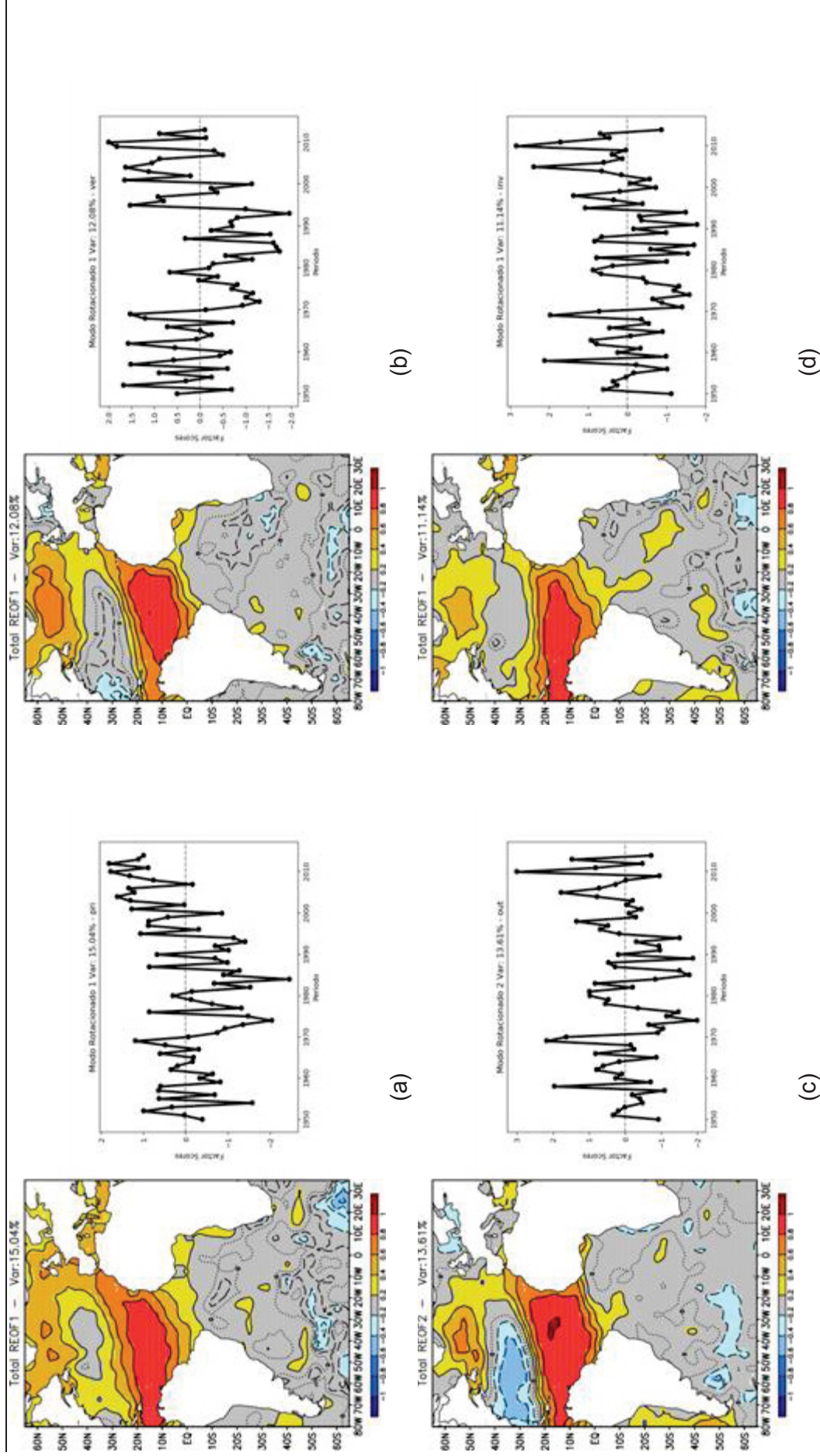


Figura 5.5: Modos de variabilidade que representam o ATN, obtidos da ACP da variabilidade total de TSM no Oceano Atlântico para (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.

Evolução espacial (FL) à esquerda e temporal (FS) à direita. Factor Loadings a esquerda e factor scores a direita.

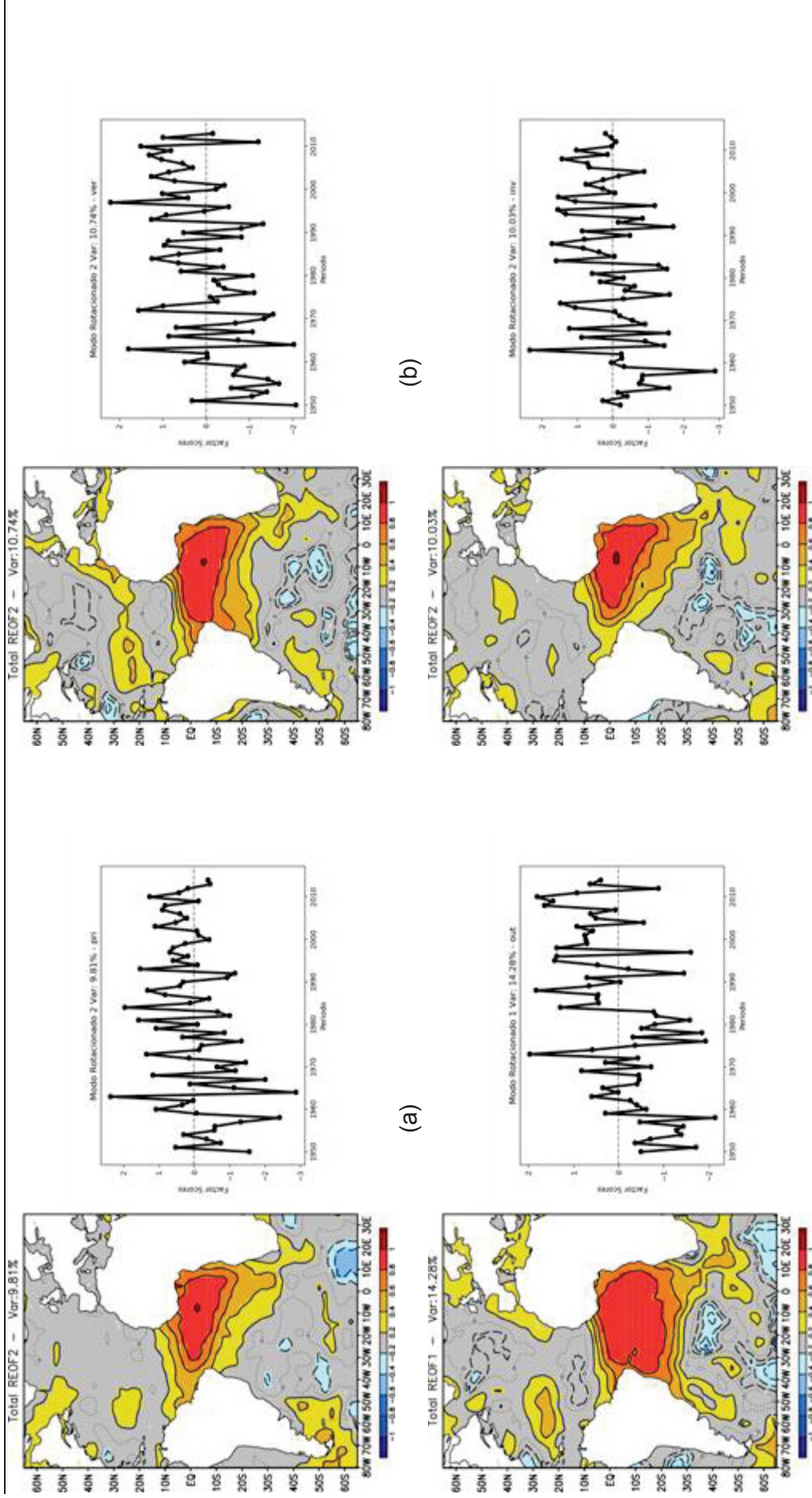


Figura 5.6: Modos de variabilidade que representam o ATS, obtidos da ACP da variabilidade total de TSM no Oceano Atlântico para (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.

Evolução espacial (FL) à esquerda e temporal (FS) à direita. Factor Loadings à esquerda e factor scores a direita.

6 RELAÇÕES DOS MODOS COM CAMPOS ATMOSFÉRICOS

Apesar da determinação dos modos ter sido realizada para todas as estações do ano no capítulo 5, a partir desse capítulo serão priorizados os resultados obtidos para a primavera e para o verão. Isso porque estas são as estações chuvosas sobre grande parte do continente e também porque a atuação dos modos apresenta bastante representatividade nessas estações.

Dentre os aspectos importantes a serem considerados estão as relações dos modos de variabilidade com campos de circulação atmosférica. Tais relações são demonstradas para a primavera e verão por correlação entre a série temporal dos modos e variáveis atmosféricas como pressão e função corrente na Figura 6.1 (primavera) e na Figura 6.2 (verão).

A partir das séries temporais dos modos do capítulo 5, também foram geradas composições de anomalias para anos de fase positiva e negativa. No geral, os padrões espaciais das composições anômalas dos modos em fase positiva (não mostradas) são bastante semelhantes ao das correlações, porque na fase negativa dos modos (não mostrada), ocorrem geralmente padrões de anomalias sobre as mesmas regiões com sinal contrário, revelando predominância do componente linear. Quando isso ocorre, a diferença entre as anomalias de fase positiva e negativa apresenta grande magnitude e significância.

Os padrões de diferença entre a composição de fase positiva e negativa são, portanto, qualitativamente comparáveis aos das correlações, uma vez que a diferença representa a resposta linear à oscilação em ocorrência de fases opostas. Em razão de reproduzirem resultados bastante semelhantes com as correlações, as diferenças entre as composições de fase positiva e negativa são mostradas no Anexo 1 —.

Campos globais de FCZA foram obtidos para 850hPa e 200hPa, caracterizados como baixos e altos níveis, respectivamente. Sinais positivos (negativos) de FCZA indicam movimentação de ventos no sentido horário (anti-horário), sendo associados à circulação ciclônica (anticiclônico) no HS e o oposto no HN.

As correlações da Figura 6.1 colocam em evidência as condições atmosféricas relacionadas à fase positiva de cada modo, além de indicar a importante conexão entre variáveis atmosféricas e oceânicas. Por exemplo, nota-se que onde a TSM tende a aumentar, com valores positivos de correlação, normalmente se associa a PNM com correlação negativa (diminuição de PNM). Por sua vez, esses núcleos de baixa pressão são associados com circulação ciclônica em baixos níveis (850hPa), que está associada com anticiclones em ar superior (200hPa) na região tropical.

ENOS produz circulação ciclônica (anticiclônica) ladeando o equador no Pacífico central e vento convergente (divergente) em baixos (altos) níveis, tanto na primavera (Figura

6.1) quanto no verão (Figura 6.2). Conexões por via das Células de Walker fazem o fluxo sobre o extremo-norte da AS se tornar predominantemente anticiclônico (cyclônico) em baixos (altos) níveis, características que inibem a convecção e levam à redução da precipitação na região.

Tal circulação anticiclônica também intensifica fluxo meridional de umidade pelos jatos de baixos níveis até os extratropicos da AS, ocorrendo com maior intensidade na primavera (Figura 6.1). No verão, fluxo de umidade também ocorre, mas é o fluxo de umidade oceânica na costa do Atlântico que é mais favorecido por ENOS (Figura 6.2).

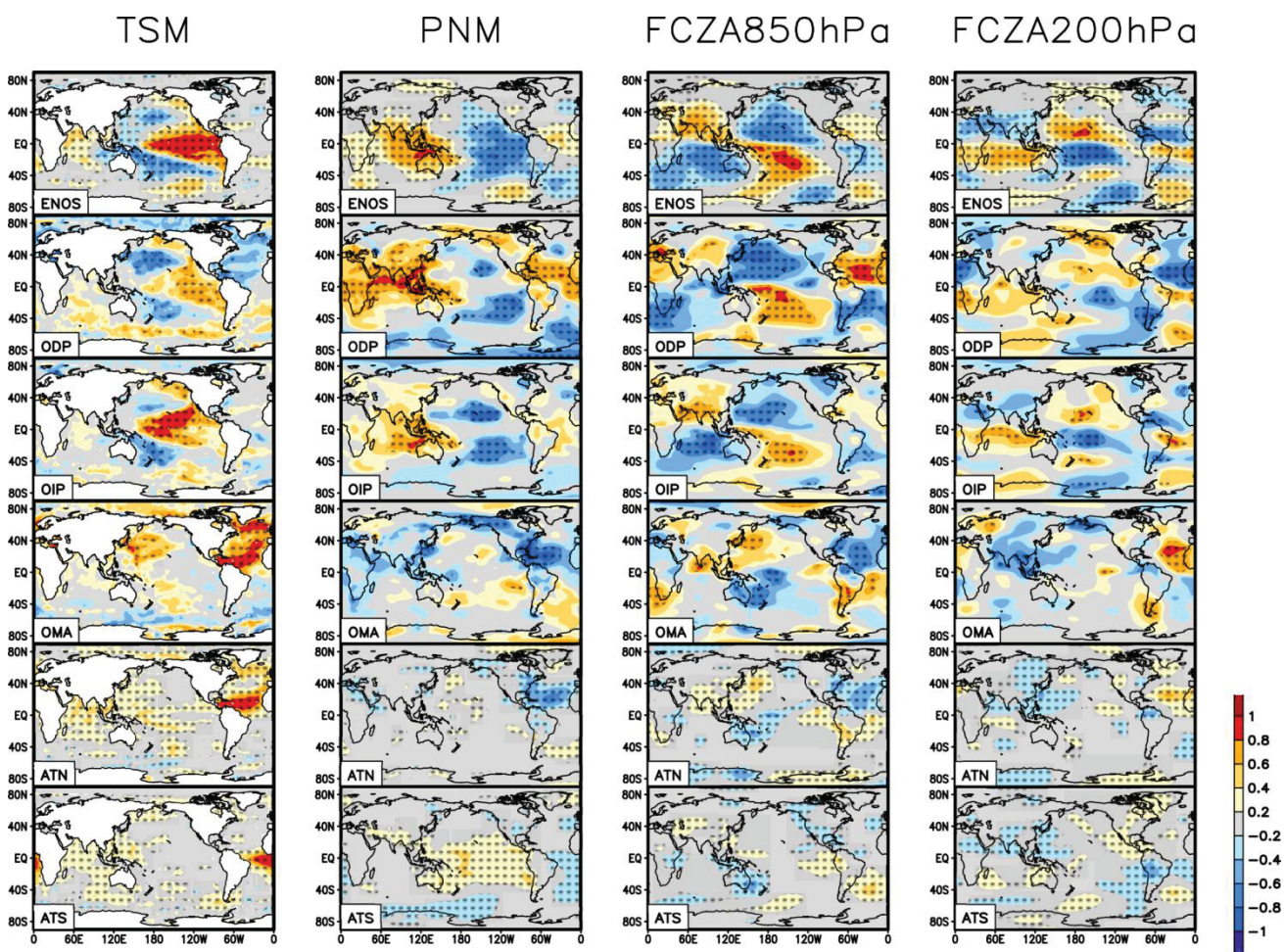


Figura 6.1: Campos globais de correlação dos modos com TSM, PNM e FCZA (850hPa e 200hPa) – Primavera.

As manchas indicam o valor da correlação, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

Além disso, é possível notar em altos níveis uma cadeia de anticlones e ciclones que se distribui da região do Pacífico central equatorial até os extratropicos, que tendem a acelerar os ventos subtropicais de oeste. Com isso, a circulação anticiclônica no sudeste da AS e a circulação ciclônica (mais fraca) a sudoeste favorecem divergência dos ventos em altitude, movimento ascendente e convecção nos subtrópicos do sudeste da AS. Tal

fenômeno acontece no verão (Figura 6.2) porém é mais pronunciado na primavera (Figura 6.1), quando inclusive é observada correlação negativa com a PNM nos subtrópicos.

Os demais modos do Oceano Pacífico tem padrões de correlação bastante similares a ENOS, com pequenas distinções entre os locais com valores mais significativos. Por exemplo, na primavera com OIP, a presença de pressão mais alta sobre a região tropical nordeste da AS, que ocorre em ENOS, se estende sobre o norte do continente, embora menos significativa. Em baixos níveis, a OIP desloca para o sudeste as anomalias anticiclônicas de ENOS na AS e até surge uma fraca anomalia ciclônica sobre o NEB, que não aumenta a precipitação, uma vez que o ciclone em altos níveis é mais forte e significativo, reforçando subsidência de ar seco até a superfície. No verão, essa circulação associada com a OIP é fraca sobre a AS.

Na primavera com ODP a anomalia de alta pressão de ENOS desaparece do nordeste da AS (e até muda de sinal), se fortalece no norte e se estende até o Sudeste do Brasil (embora não significativa). Nos subtrópicos/extratrópicos da AS há significativa anomalia anticiclônica. No verão, as anomalias são mais fracas sobre a AS do que na primavera. É interessante notar que, embora as anomalias de pressão e circulação em baixos níveis sejam fracas sobre o Sudeste do Brasil no verão, nota-se tendência à sua inversão de sinal da primavera para o verão.

Na primavera, o trem de ondas de função corrente em altos níveis, que é forte para ENOS, fica enfraquecido na ocorrência de ODP e OIP e se desloca para oeste. Enquanto este padrão de ondas conserva semelhança entre ENOS e OIP, há uma significativa diferença em relação a ODP, quando anomalias anticiclônicas se tornam mais fortes no sudoeste da AS, o que pode impedir o aumento de chuva observado no sudeste da AS observado para ENOS e OIP e deslocar estas anomalias para oeste.

Durante a primavera, o padrão de variabilidade atribuído a ODP também exhibe pressões mais altas sobre o Oceano Atlântico Tropical Norte e, conseqüentemente, fluxo anticiclônico (ciclônico) em baixos (altos) níveis com alta intensidade. Este padrão intensifica os ventos alísios sobre o Atlântico e seu transporte de umidade para dentro da AS, sua convergência no noroeste e transporte para o sul.

Essa característica relacionada com a ODP na primavera é muito similar ao que ocorre com a OMA e o modo do ATN, porém com sinal contrário. No caso dos modos do Atlântico, o aquecimento da TSM promove fluxo ciclônico em baixos níveis no ATN, que enfraquece os JBN. Contudo, há aumento de precipitação no sudeste da AS, principalmente na OMA, cujo impacto é ainda mais forte do que do modo interanual ATN, pois em altos níveis produz um ciclone no sul da AS com um anticiclone a leste, padrão que tende a aumentar os eventos convectivos sobre a região.

O modo de variabilidade do ATS produz padrões diferentes dos demais modos tanto na primavera (Figura 6.1) como no verão (Figura 6.2), efeitos que se estabelecem a partir de condições locais que influenciam a ZCIT e aumentam a precipitação no nordeste da AS. Durante a primavera, o aquecimento da TSM gera redução de pressão em superfície e a manifestação de um ciclone na região tropical da AS em baixos níveis, e um anticiclone sobre o centro-oeste da AS em altos níveis, coerente com aumento de precipitação. No verão, o ciclone na superfície se forma um pouco mais para o sul, favorecido pela movimentação da ZCIT.

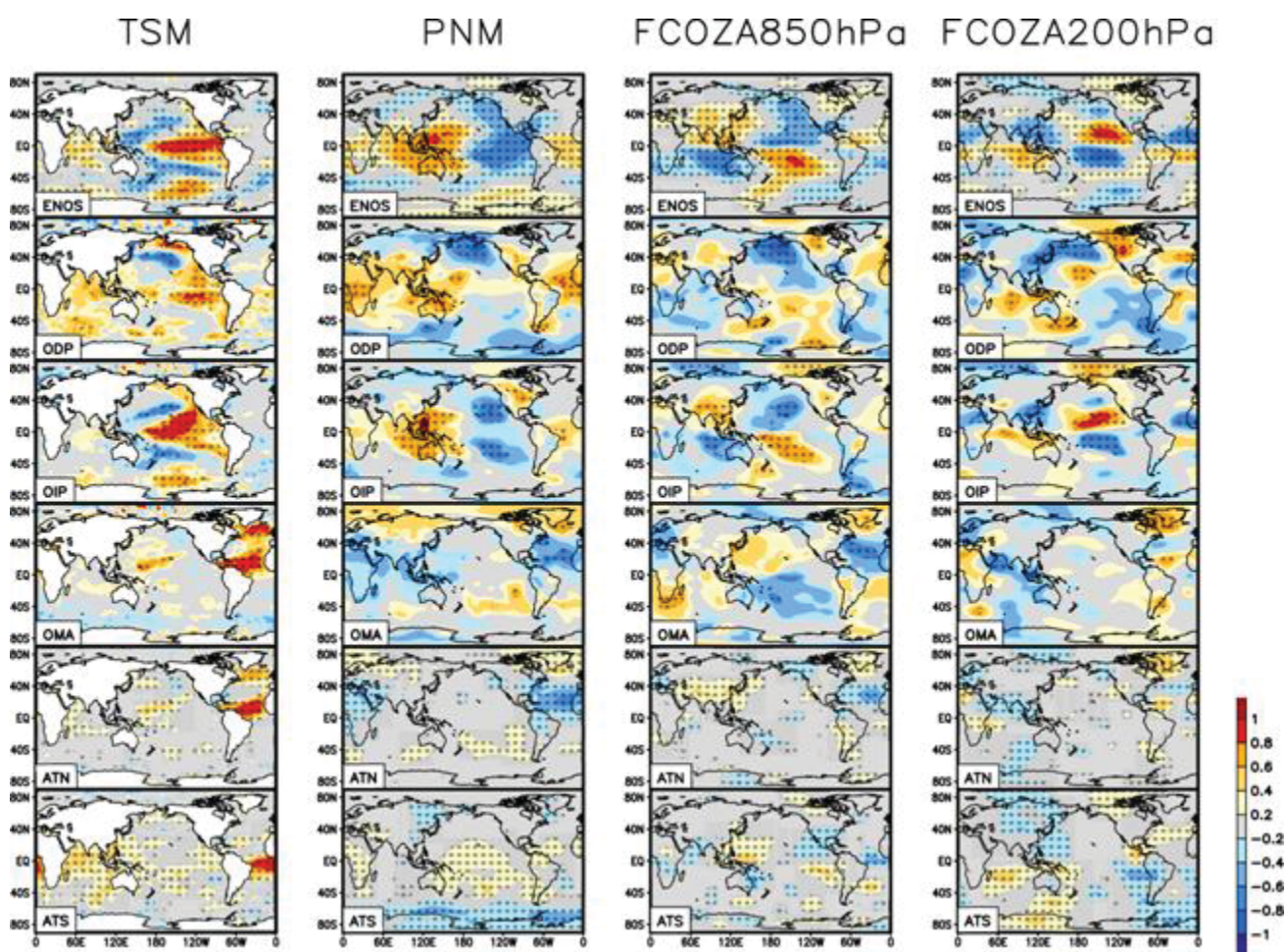


Figura 6.2: Campos globais de correlação dos modos com TSM, PNM e FCZA (850hPa e 200hPa) – Verão.

As manchas indicam o valor da correlação, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

7 RELAÇÕES DOS MODOS COM A PRECIPITAÇÃO

As relações dos modos com a precipitação foram diagnosticadas através dos impactos sobre os diferentes aspectos da precipitação representados pelos índices PT, PM, ND e EXT (Tabela 4.2). Para isso são analisados padrões de correlação e composições de anomalias.

Novamente os padrões das diferenças entre composições de anomalias para fases opostas dos modos são semelhantes aos padrões de correlação. Por essa razão, nesse capítulo será mostrada na Figura 7.1 (para a primavera) e na Figura 7.2 (para o verão) a distribuição espacial dos coeficientes de correlação dos índices de chuva com os modos. As diferenças entre composições de anomalias, por reproduzirem resultados análogos, podem ser encontradas no Anexo 2 —.

Na primavera (Figura 7.1), os padrões de correlação entre os índices de precipitação e ENOS, apresentam padrões semelhantes para PT, ND e EXT, com concentração dos coeficientes de correlação positivos mais significativos no Sul do Brasil e dos negativos no norte e nordeste (NEB) da AS. Entretanto, para PM os padrões registram pouca correlação e em uma região menor no Sul e Sudeste do Brasil e muito menor no Norte e NEB.

O verão apresenta um padrão espacial de correlação (Figura 7.2) com aumento no Sul do Brasil e redução no norte da AS e norte do NEB no valor dos índices quando estes estão sob a influência de ENOS.

A principal diferença com relação ao padrão da primavera ocorre no sul do NEB, partes do centro e sudeste do Brasil (centro-leste da AS). Na primavera, os índices sofrem redução com a presença de ENOS (Figura 7.1) enquanto no verão há aumento. No estado do Paraná, os efeitos de ENOS no verão (Figura 7.2) também são diferentes do que os da primavera. Na primavera, o padrão de aumento na fase positiva de ENOS é significativo em todo o sudeste da AS (Figura 7.1), enquanto no verão esse padrão só persiste em sua parte sudoeste.

Na primavera (Figura 7.1), a OIP tem padrão de correlação com PT, ND e EXT aproximadamente semelhante ao de ENOS. Ocorre a presença de um dipolo, com redução dos índices em boa parte do norte da AS e do NEB, incluindo parte do Sudeste e aumento no norte da Argentina, Paraguai e Uruguai. As áreas de correlação positiva estão deslocadas para oeste em relação àquelas para ENOS. A PM apresenta poucos locais com correlação significativa positiva no sudeste da AS e a correlação negativa aparece com menos magnitude e deslocada para o oeste em relação aos outros índices. Tais diferenças podem dever-se ao deslocamento para oeste das anomalias de circulação de OIP em relação a ENOS.

Assim como ocorre com ENOS, os padrões de correlação no verão mudam de sinal no centro-leste da AS, como pode ser observado na Figura 7.2, ou seja, nos locais em que ocorria redução dos índices na primavera existe aumento no verão, com o mesmo sinal da OIP. A maior semelhança ocorre na distribuição espacial de impactos de PT e de EXT.

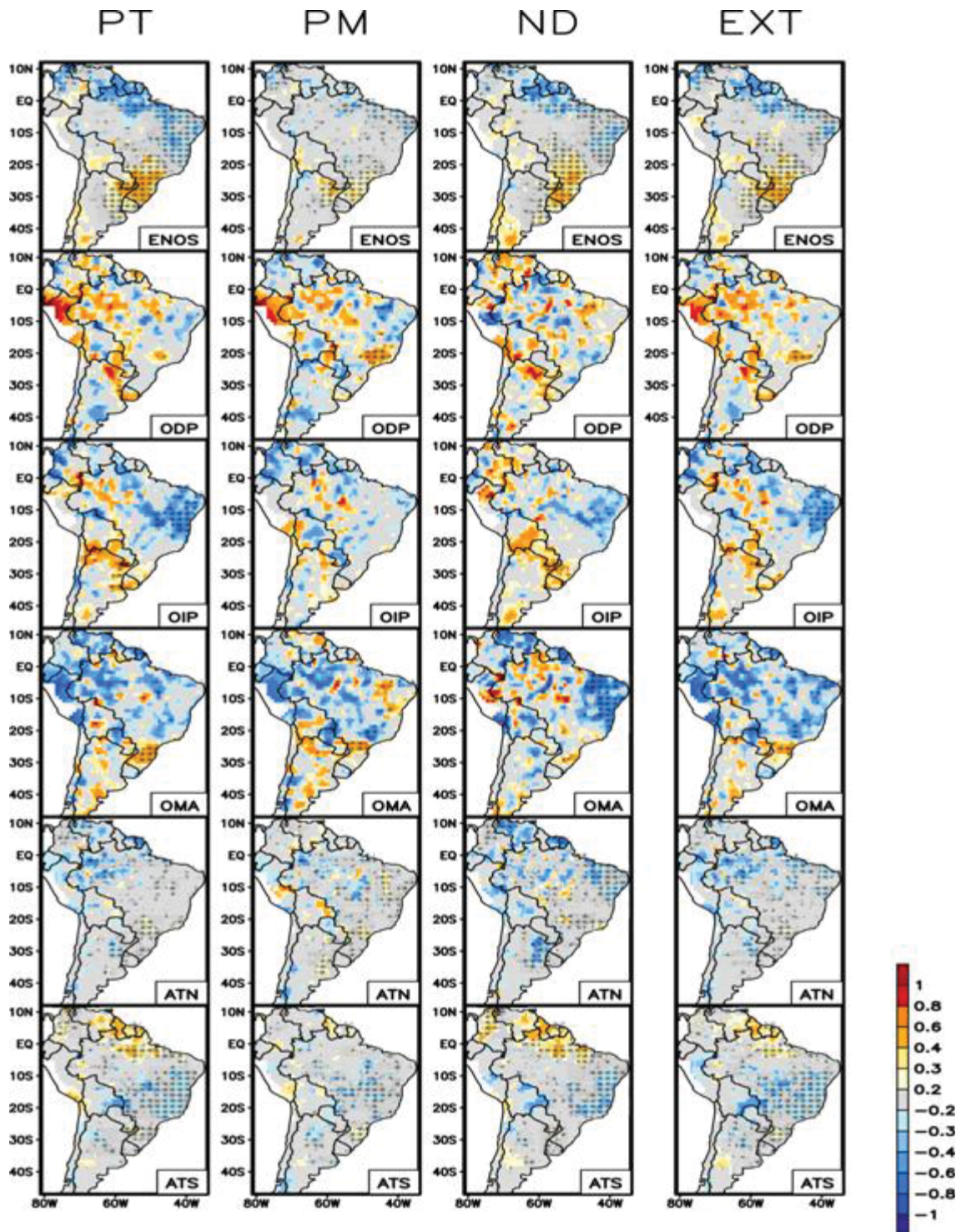


Figura 7.1: Campos de correlação dos modos com PT, PM, ND e EXT – Primavera. As manchas indicam o valor da correlação, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

A redução (aumento) precipitação sobre o centro-leste na primavera (verão) está de acordo com o obtido por outros estudos sobre a OIP (GRIMM et al., 2016), assim como a redução de precipitação no norte da Argentina em OIP(-), com o oposto na fase positiva (BARROS; SILVESTRI, 2002).

Na primavera (Figura 7.1), a ODP tende a aumentar a precipitação principalmente na região equatorial oeste da AS, com aumento também no nordeste da Argentina e Paraguai, além de apresentar redução no NEB. Os aumentos parecem dever-se mais à PM, que esta ligada ao aumento de aporte de umidade pela intensificação dos alísios que penetram o continente (conforme anomalias de circulação na seção anterior, Figura 6.1) e aumentam os JBN. ND parece contribuir mais ao aumento no nordeste da Argentina.

No verão (Figura 7.2), as anomalias de precipitação associadas com ODP aumentam no centro-leste da AS (eram predominantemente negativas na primavera, com exceção do Sul e Sudeste do Brasil) e tanto PM como ND contribuem para este aumento. O aumento sobre a Argentina tem mais contribuição de ND. O aumento observado na primavera sobre o oeste da faixa equatorial é mais fraco no verão, tendo em vista o menor aumento do aporte de umidade com menor intensificação dos alísios.

A OMA possui uma grande diferença na correlação com os índices. Os principais impactos da OMA sobre o ND e a PM tem sinais opostos, tanto na primavera como no verão. Na primavera (Figura 7.1), resulta diminuição de chuva na parte tropical da AS, principalmente devido à diminuição do aporte de umidade (que influi sobre PM), embora no NEB haja influência predominante de condições dinâmicas.

A diminuição na região tropical está provavelmente ligada à diminuição dos alísios e seu transporte de umidade para o continente, sendo que OMA(+) também diminui os JBN. Na parte sul do continente resulta aumento da precipitação, também influenciado principalmente pelo aumento de umidade, mas contando ainda com suporte dinâmico no Sul do Brasil.

No verão, há inversão do sinal das anomalias de precipitação, principalmente no centro-leste da AS, mas também no extremo norte da AS e parte do sul. Predomina a influência da variação do aporte de umidade nos trópicos e de fatores dinâmicos ao sul.

Os padrões de correlação associados ao modo de variabilidade do ATN são bastante similares aos da OMA, porém há menor magnitude de correlação e anomalias. Por outro lado, há mais áreas com correlação significativa.

A influência do modo de variabilidade ATS na primavera resulta em aumento de precipitação no norte da AS e redução no centro-leste. Durante o verão, estas anomalias tendem a inverter de sinal e se enfraquecer, enquanto ocorre aumento de precipitação sobre o norte do NEB. Sobre o sudeste da AS há em ambas estações fraco aumento, embora significativo.

Da análise do impacto de todos estes modos e sua evolução da primavera para o verão nota-se a tendência ao mesmo comportamento de inversão do sinal das anomalias de precipitação da primavera para o verão no centro-leste da AS. Isto é coerente com o comportamento detectado por Grimm (2003, 2004), Grimm et al. (2007) e Grimm; Zilli (2009) e provavelmente deve-se a interações superfície atmosfera nesta região.

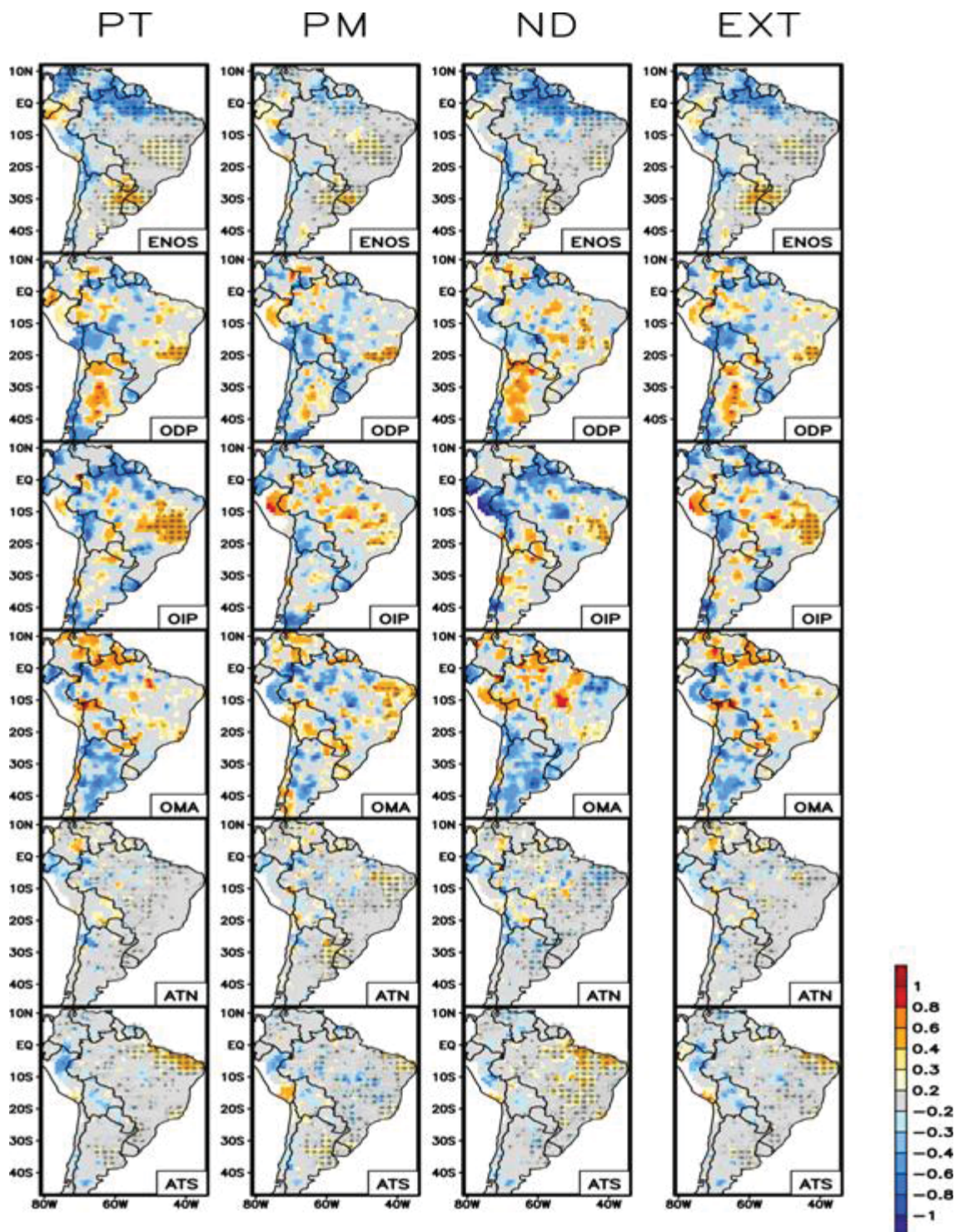


Figura 7.2: Campos de correlação dos modos com PT, PM, ND e EXT – Verão.
 As manchas indicam o valor da correlação, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

8 DIFERENÇA ENTRE A DISTRIBUIÇÃO DE CHUVA EM FASES OPOSTAS DOS MODOS

A diferença entre a distribuição de chuva em fases opostas dos modos determinados no capítulo 5 foi testada com os testes KS, MWU e T na AS. No entanto, existem poucas diferenças entre os resultados destes testes. Por essa razão, nesse capítulo serão mostradas apenas as significâncias obtidas com o teste de KS. Os resultados para os testes MWU e T estão disponíveis no Anexo 3 —.

8.1 DIFERENÇA ENTRE FASES DO ENOS

O teste estatístico de KS indica que as diferenças entre fases opostas de ENOS mais significativas ocorrem no extremo norte e no sudeste da AS (Figura 8.1). Essas regiões foram selecionadas e delimitadas por quadros rosa/verde, para gerar as curvas densidade de probabilidade para cada índice na fase positiva e negativa de ENOS (Figura 8.2).

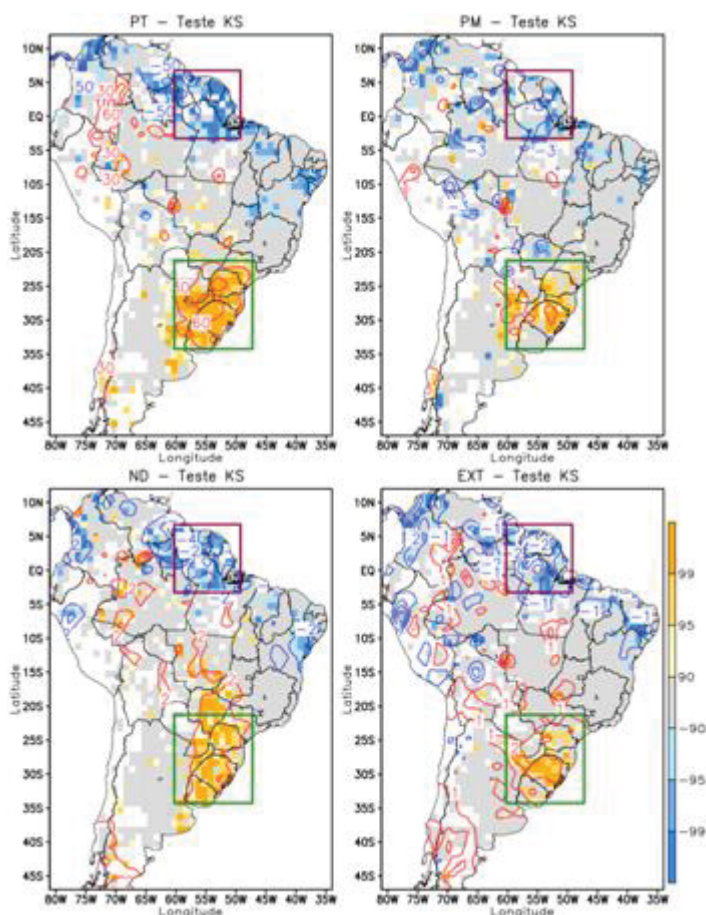


Figura 8.1: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa de ENOS de (a) PT (mm/mensal), (b) PM (mm/dia), (c) ND (dias) e (d) EXT para o teste de KS – Primavera.

As isolinhas indicam a magnitude das anomalias e as cores representam o nível de confiança da diferença, de acordo com a barra de cores. A distância entre as isolinhas é de 30mm/mês para PT, 2 mm/dia para PM, 2 dias para ND e 1 evento extremo para EXT.

Nas quadrículas dentro do quadro verde, sobre a região sudeste da AS, a diferença entre anomalias da fase positiva e negativa é positiva. Logo, os valores em fase positiva são de maior magnitude, por esse motivo é predominante o sinal positivo sobre essa região. Para as quadrículas na região norte o oposto acontece: a fase negativa possui anomalias de maior grau e é predominante o sinal negativo.

Essa característica também é identificada nas curvas de densidade de probabilidade. Na região norte da AS (Figura 8.2) há maior probabilidade de aumento (redução) do valor relativo dos índices em fase negativa (positiva) de ENOS. A porcentagem de quadrículas em que se obteve diferença significativa (com nível de confiança acima de 95%) no teste KS foi de 67,7% para PT, 35,4% para PM, 59,6% para ND e 53,5% para EXT. Esse resultado reflete na diferença entre as curvas médias da região (em negrito) para as fases positiva e negativa, que foi significativa para todos os casos.

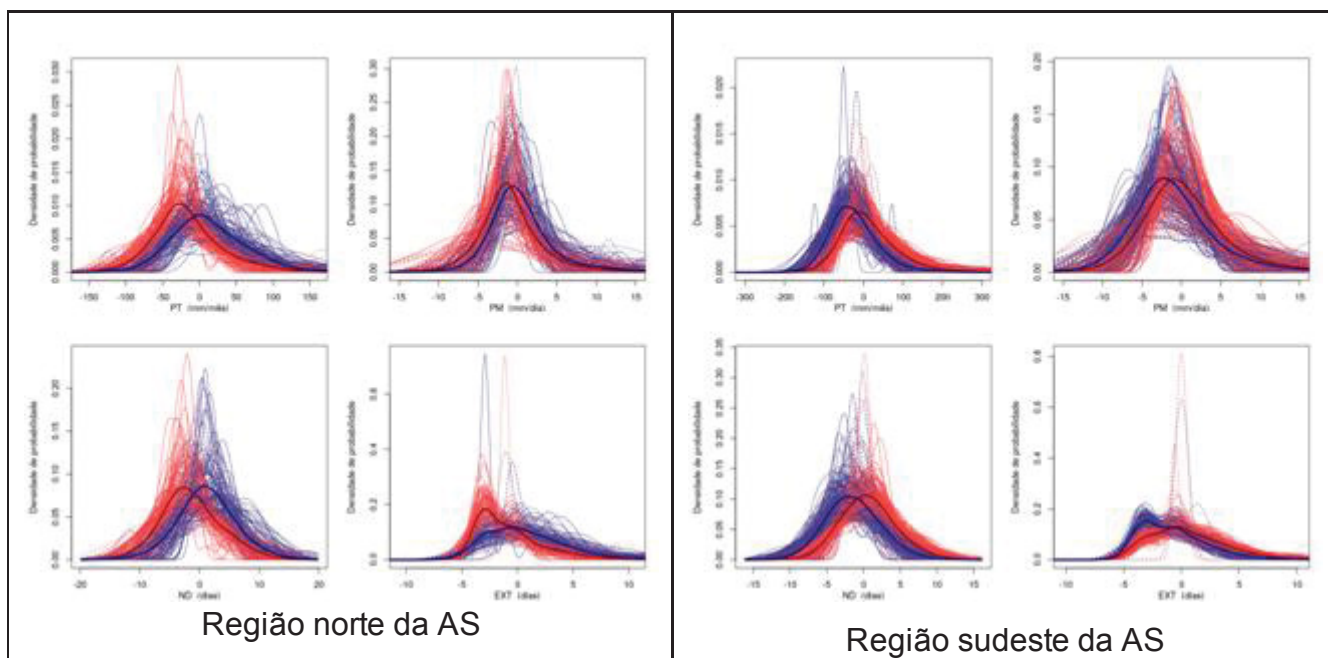


Figura 8.2: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT nas regiões assinaladas – Primavera.

As curvas vermelhas (azuis) representam a curva de probabilidade do índice na fase positiva (negativa). Cada curva fina é plotada com o valor para cada quadrícula $1,0^{\circ} \times 1,0^{\circ}$ situada na região assinalada na diferença entre composições de anomalias para fases positivas e negativas do modo.

As curvas mais grossas representam a curva média para a região. As curvas contínuas são significativas com um nível de confiança acima de 95% no teste de KS.

Para a região sudeste da AS (Figura 8.2), há maior probabilidade de aumento (redução) do valor relativo dos índices em fase positiva (negativa) de ENOS. A diferença de PT foi significativa em 68,3% das quadrículas e para ND e EXT ocorreu em 59,8 e 51,2%, respectivamente. Entretanto, para a PM, o número de quadrículas em que se obteve diferença significativa foi de apenas 35,4%. Apesar disso, as curvas médias da região para as fases positiva e negativa mostraram diferença significativa para todos os índices.

Além do número reduzido de quadrículas com diferença significativa para PM, as curvas médias de PM em ambas as regiões para as fases positiva/negativa estão mais próximas entre si do que as dos demais índices. Tal resultado indica a fraca variação desse índice na mudança de fase de ENOS na primavera. Os resultados estão coerentes com a Figura 7.1.

No verão, como se nota na Figura 8.3, de acordo com os testes estatísticos, a diferença entre anomalias em fase positiva e negativa de ENOS mais significativa ocorre no sudeste e no norte da AS (Figura 8.3), regiões que foram demarcadas com quadros coloridos para análise da distribuição de probabilidade dos índices.

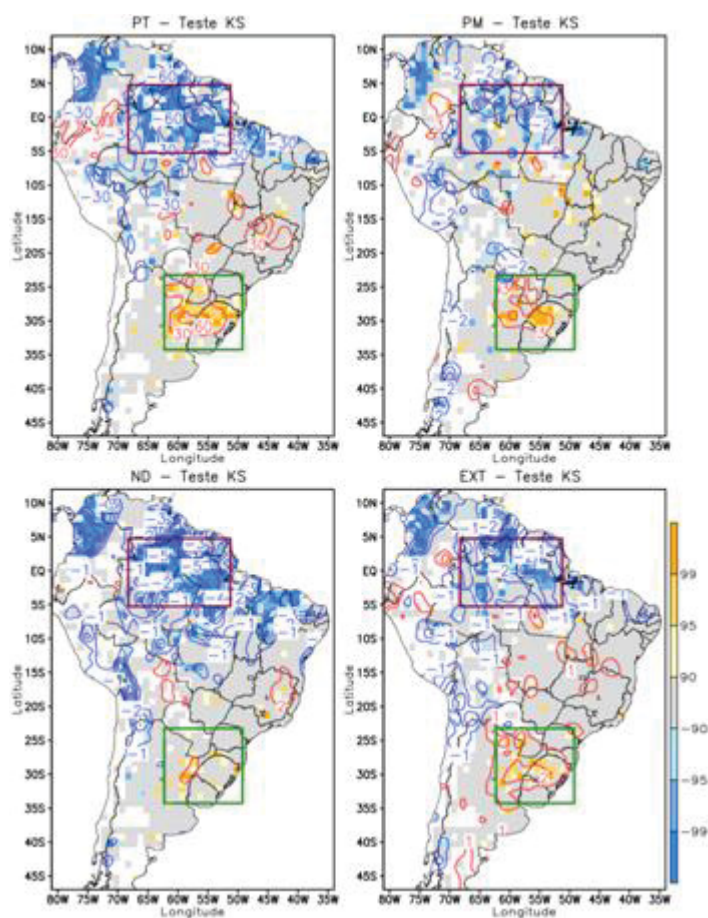


Figura 8.3: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa de ENOS de (a) PT (mm/mensal), (b) PM (mm/dia), (c) ND (dias) e (d) EXT para o teste de KS – Verão.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.1.

A diferença entre as regiões também é notada com a distribuição de probabilidade dos índices (Figura 8.4). No sudeste da AS, as curvas de fase positiva tendem a valores positivos, ou seja, aumento dos índices nessa fase. Além disso, o ND nessa região possui o menor número de quadrículas (19,4%) com diferença significativa e as curvas médias mais próximas, com relação aos demais. Isso indica que a variação de PT nessa estação está

mais relacionada com o aumento dos níveis de precipitação, uma vez que ocorre aumento significativo de precipitação média por dia de chuva (PM e EXT).

As curvas de fase negativa para a região norte (Figura 8.4) tendem a valores positivos. O ND possui diferença entre fases opostas de ENOS bastante significativa com relação aos demais índices, visível pela grande distância entre as curvas de fases opostas. Além disso, juntamente com a PT, apresenta mais de 60% das quadrículas com diferença significativa entre fases opostas. Para EXT menos de 50% das quadrículas apresenta esse resultado, enquanto nas curvas densidade de probabilidade de PM apenas 35%. Ou seja, é por via do aumento de fenômenos de convecção que a precipitação é favorecida (suprimida) em anos de fase negativa (positiva) de ENOS nessa região. Os resultados para verão estão coerentes com a Figura 7.2.

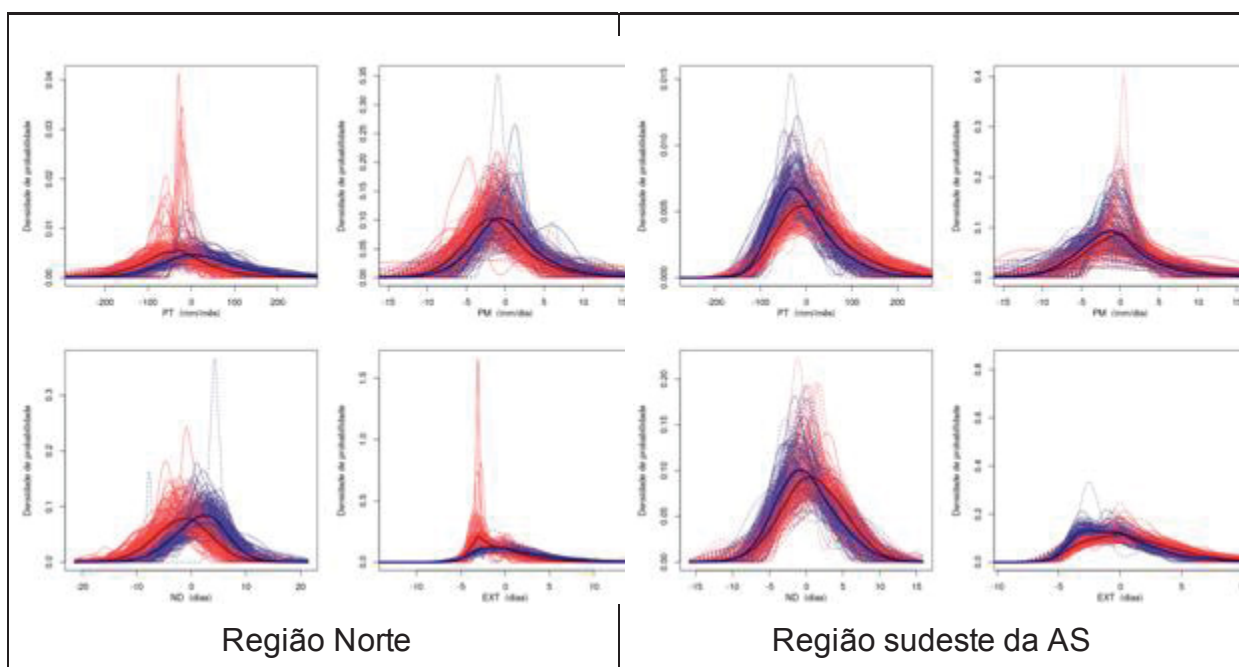


Figura 8.4: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT nas regiões assinaladas – Verão.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.2.

As influências diagnosticadas sobre as distribuições de chuva são justificadas pelas relações com a circulação atmosférica apresentadas na Figura 6.1 e na Figura 6.2. De acordo com o obtido, a influência de ENOS através de trens de onda de Rossby que ocasionam em aumento de convecção sobre o sudeste da AS é mais marcante durante a primavera do que no verão, pois as teleconexões são mais fortes na primavera (CAZES-BOEZIO et al., 2003; GRIMM; AMBRIZZI, 2009). Além disso, sobre a região tropical, em ambas as estações, ENOS inibe fenômenos de convecção através da alteração na circulação de Walker (GRIMM; AMBRIZZI, 2009).

8.2 DIFERENÇA ENTRE FASES DA OIP

Há diferença significativa entre os índices de precipitação em fases opostas da OIP na primavera na parte norte do centro-leste da AS e no extremo sul do Brasil (Figura 8.5), regiões que foram selecionadas para gerar curvas de probabilidade destes índices na fase positiva e negativa da OIP na Figura 8.6.

Na região assinalada no centro-leste, todos os índices apresentam diferença significativa com o sinal negativo, apesar de ocorrerem com menor significância para a precipitação média por dia de chuva (PM). A mesma característica ocorre na região sul, apesar de apresentarem diferença com sinal positivo.

Na Figura 8.6, na média, as quadrículas da região sul possuem diferença significativa com nível de confiança maior que 95% entre as curvas médias dos índices na região. Apenas a precipitação média PM teve nível de confiança menor que 80% na diferença entre as curvas médias.

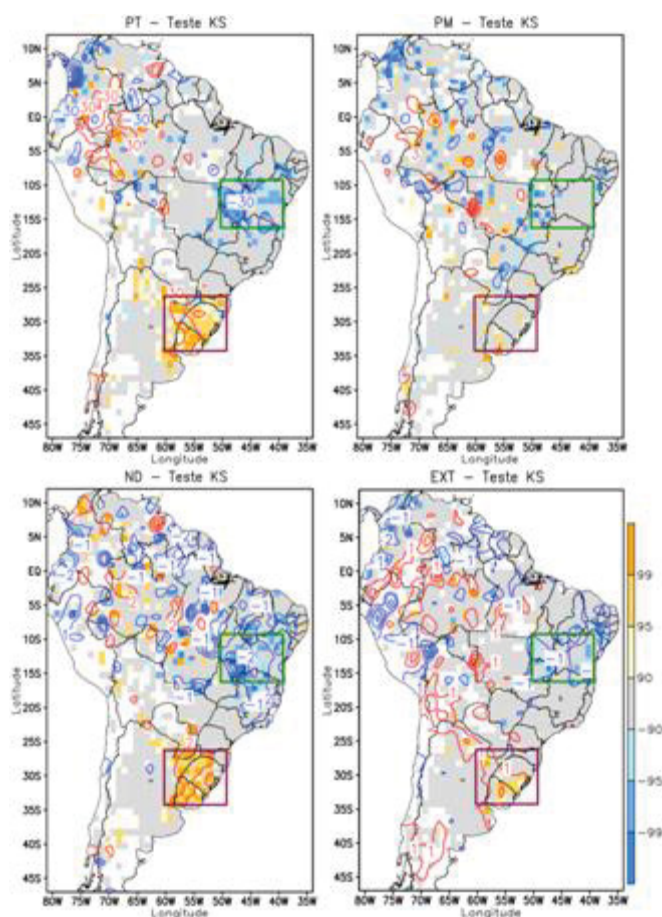


Figura 8.5: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da OIP de PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste de KS – Primavera.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.1.

Tal resultado é coerente com o reduzido número de quadrículas com diferença significativa na distribuição de PM em fases opostas (Figura 8.5). Os padrões de circulação

atmosférica associados a esse modo (Figura 6.1) mostram que, tanto a presença do ciclone em altos níveis sobre o NEB, como a propagação do trem de ondas até o sudeste da AS influenciam a redução de fenômenos convectivos (ND) no centro-leste como seu aumento no sul, que se traduz em variações de precipitação total significativas.

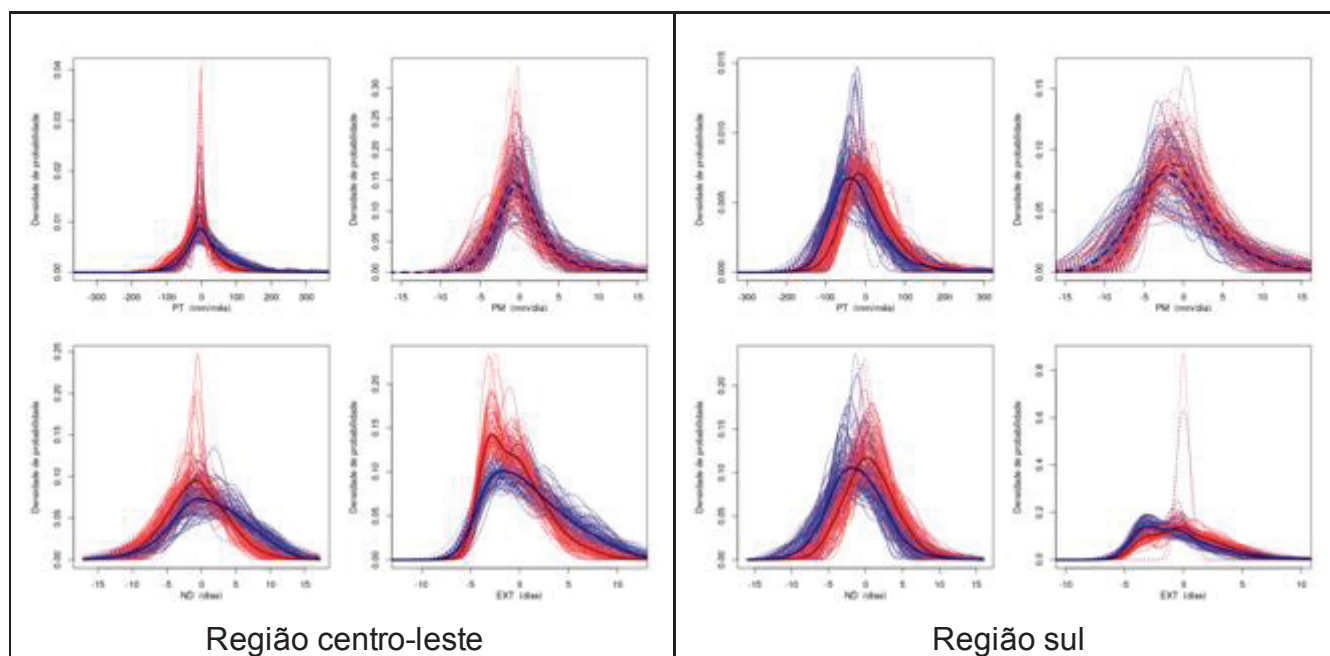


Figura 8.6: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT nas regiões assinaladas – Primavera.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.2.

Durante o verão, apesar de o sudeste da AS ser pouco afetado, a diferença entre anomalias de fases opostas da OIP de cada índice ainda é significativa sobre o centro-leste, como destaca a Figura 8.7a. Sobre a região destacada houve um grande número de quadrículas onde a diferença entre a distribuição dos índices em fases opostas da OIP, resulta em uma média com diferença significativa com nível de confiança elevado (Figura 8.7b).

As curvas de fase positiva para cada índice da região assinalada (Figura 8.7b) possuem maior probabilidade de ocorrência de valores mais elevados dos índices. Nota-se que para a PT, a curva de fase negativa decai pouco antes de atingir 100 mm, enquanto a fase positiva permanece um pouco mais elevada até decair em 300 mm.

Nesse caso, os efeitos de variação sobre o nível de precipitação (PM) são mais relevantes na variação da PT. Para o ND, as curvas médias de fase positiva e negativa possuem maior proximidade. Muitas dessas características se devem ao fato de que as diferenças entre a circulação sobre a região são mais reduzidas durante essa estação, havendo formação de um ciclone em superfície (Figura 6.2), devido a interação superfície-atmosfera (GRIMM et al., 2007), o que altera o fluxo de umidade sobre o continente, direcionando-o para o centro-leste, o que aumenta a precipitação.

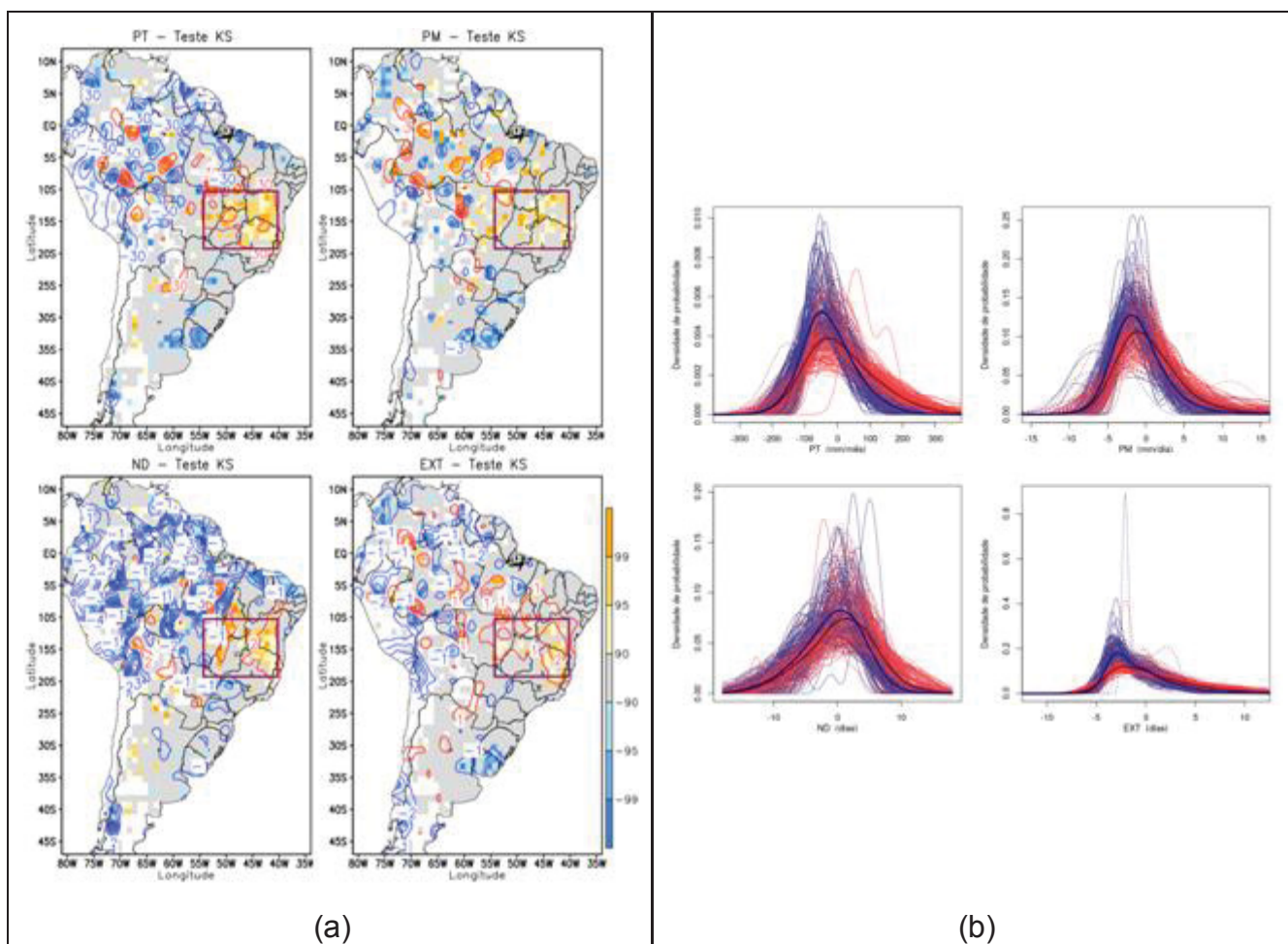


Figura 8.7: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da OIP e (b) curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Verão.

A composição gráfica de (a) e (b) é idêntica à da Figura 8.1 e da Figura 8.2, respectivamente.

8.3 DIFERENÇA ENTRE FASES DA ODP

O local de maior diferença da distribuição dos índices em fases opostas de ODP na primavera é sobre o oeste da Amazônia e sobre a divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais no sudeste brasileiro, com sinal positivo, de acordo com os três testes realizados. Na Figura 8.8a esse resultado é mostrado para o teste de KS.

No Sudeste do Brasil, a diferença entre a distribuição dos índices é mais expressiva para os testes MWU e T, do que para o teste de KS (resultado mostrado no Anexo 3 —). Na região amazônica, a diferença é significativa nos três testes, motivo pelo qual essa região foi escolhida para gerar as curvas.

As curvas médias para fase positiva e negativa da ODP da precipitação média e número de dias com chuva tem significância para a diferença como mostrado na Figura 8.8b. Nesse caso, porém, as curvas de precipitação média estão mais distantes. Isso porque

dentro do quadro selecionado há mais equilíbrio entre quadrículas com ambos os sinais para o ND.

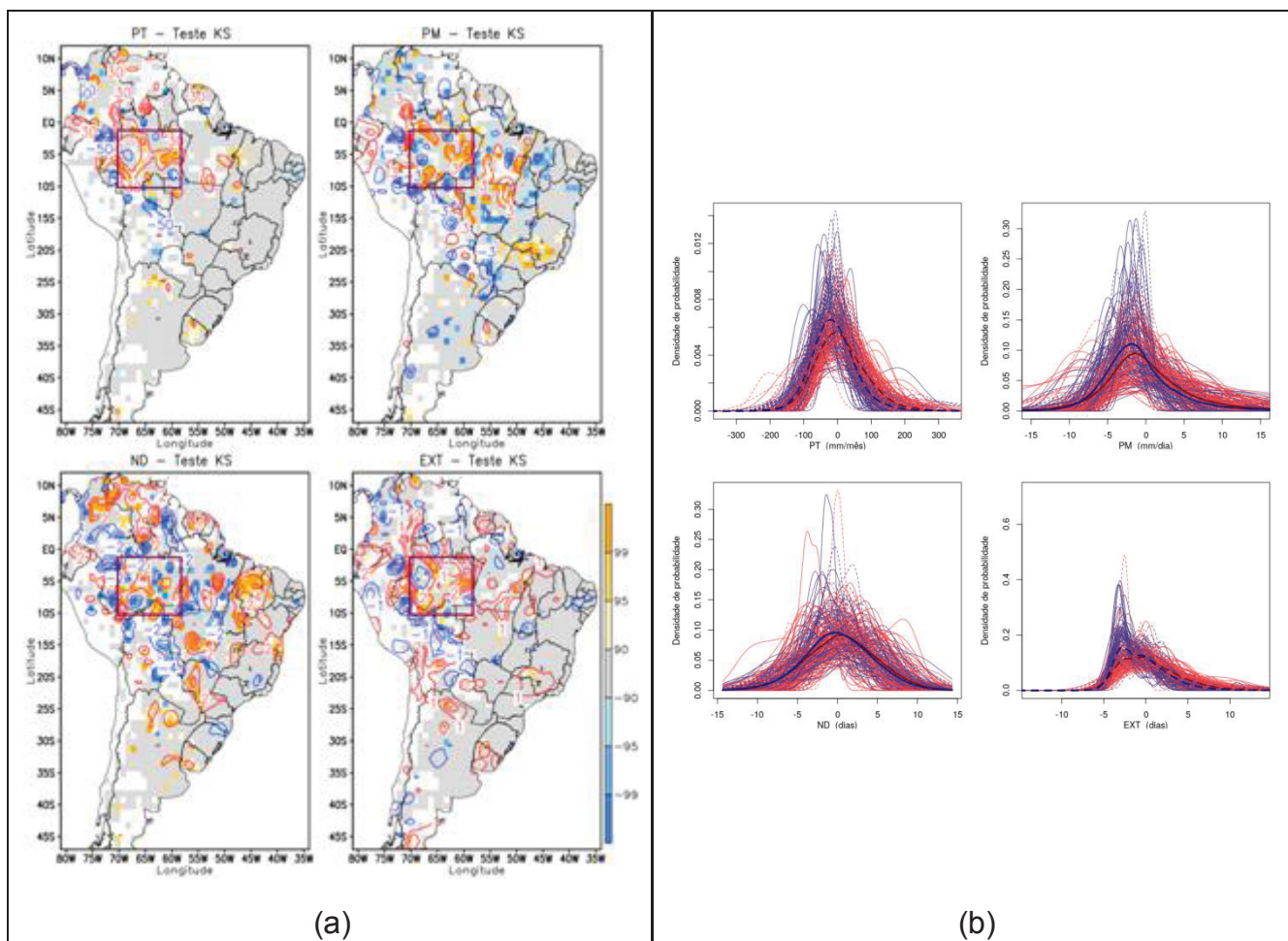


Figura 8.8: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da ODP e (b) curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Primavera.

A composição gráfica de (a) e (b) é idêntica à da Figura 8.1 e da Figura 8.2, respectivamente.

No verão existem padrões mais homogêneos para a diferença de impactos entre fases opostas da ODP, conforme verificado na Figura 8.9. Devido à peculiaridade das regiões assinaladas, ambas foram escolhidas para gerar curvas de probabilidade (Figura 8.10). Durante essa estação, o modo ODP teve diferenças com maior nível de confiança com o teste T de Student, resultado que pode ser visualizado nos anexos.

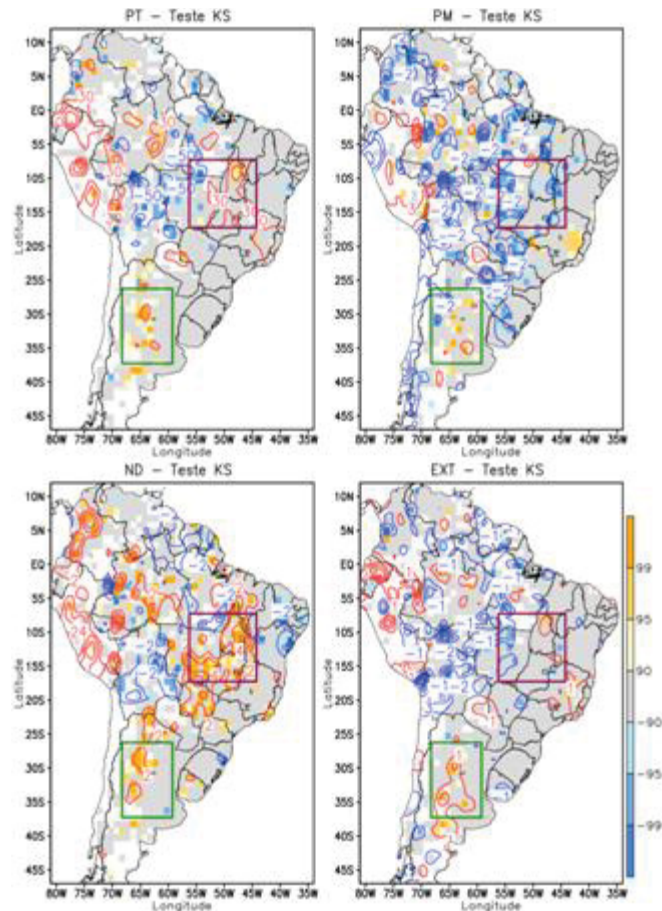


Figura 8.9: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da ODP de PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste de KS – Verão.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.1.

Na parte oeste do centro-leste da AS, os índices apresentam diferentes sinais de impacto. Enquanto ocorre aumento de PT e ND, há redução de PM. Ao analisar as curvas médias das regiões, nota-se que as curvas de fase positiva de ND estão realmente deslocadas para o lado positivo do eixo, enquanto a PM tem distribuição oposta, ambas com diferença significativa para fases opostas da ODP.

Apesar do mapa apresentar poucas quadrículas com diferença significativa na região sudoeste da AS, as curvas médias de PT e do ND na região possuem diferença com nível de confiança de mais de 95% (Figura 8.9). Além disso, a significância da diferença entre as curvas médias de EXT é nível de confiança de 88%, valor expressivo quando comparado com a diferença entre as curvas médias de PM, que apresentam nível de confiança de 17% para o mesmo resultado, sendo notável a proximidade das curvas de fase positiva e negativa. Assim, o impacto na região é menos expressivo sobre a PM.

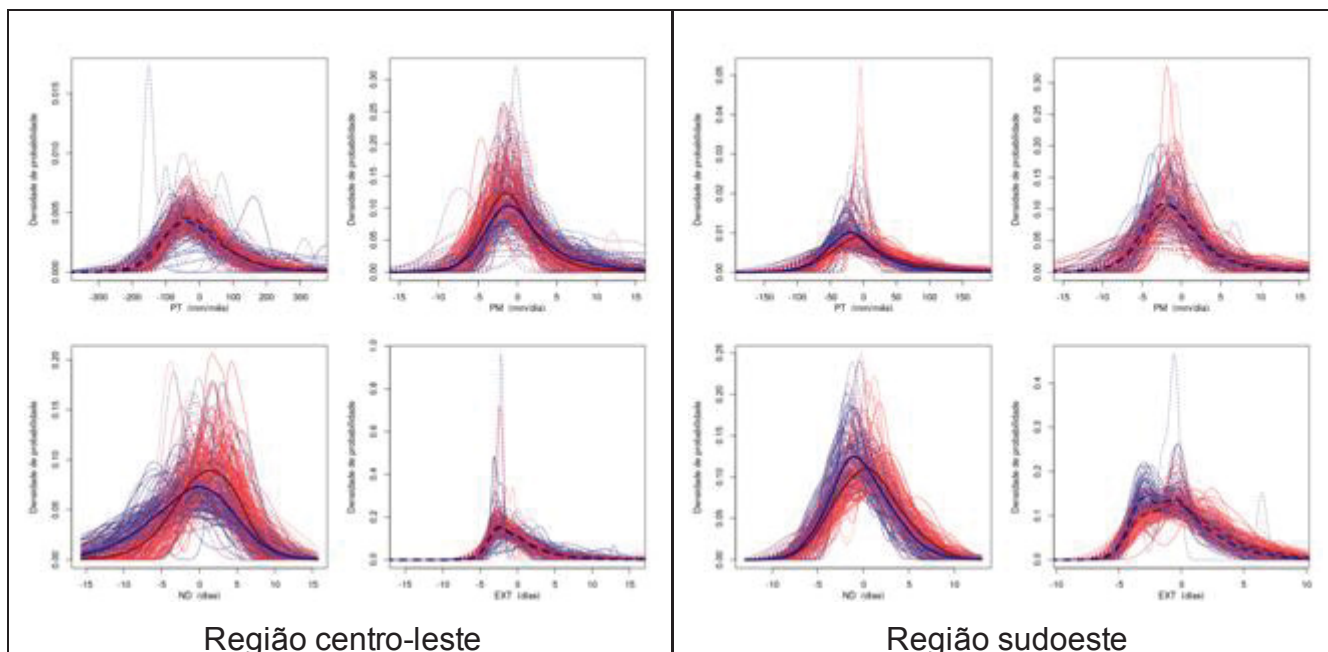


Figura 8.10: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT nas regiões assinaladas – Primavera.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.2.

8.4 DIFERENÇA ENTRE FASES DA OMA

A diferença entre as distribuições de chuva em fases opostas da OMA durante a primavera é significativa no Norte e no Sul do Brasil, como pode ser observado na Figura 8.11. No Norte, predomina diferença negativa entre os índices, enquanto no Sul do Brasil a diferença é positiva. O efeito da ND tem sinal oposto dos demais em ambas as regiões.

De acordo com a Figura 8.12, a Região Norte possui diferenças mais significativas do que a Região Sul. No Norte, a probabilidade de menor chuva média é maior em fase positiva da OMA, apesar de ocorrer aumento no número de dias de precipitação.

No Sul do Brasil, apenas a precipitação média apresenta diferença significativa, com maior probabilidade para maiores níveis de precipitação na fase positiva. Esse resultado é esperado uma vez que na Figura 8.11 a PM possui uma quantidade maior e homogênea de quadrículas significativas positivas.

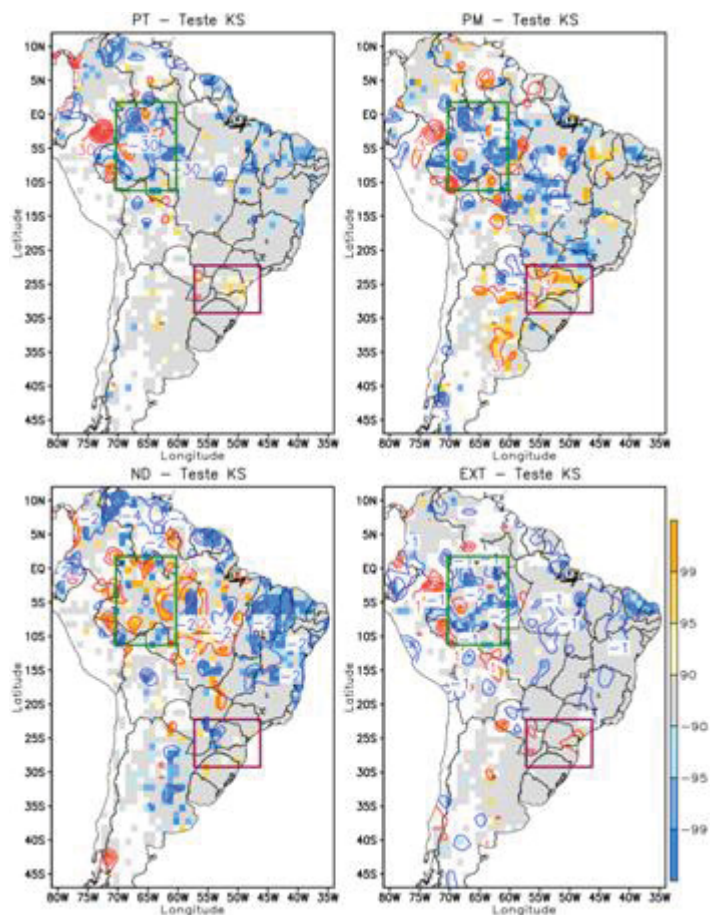


Figura 8.11: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da OMA de PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste de KS – Primavera.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.1.

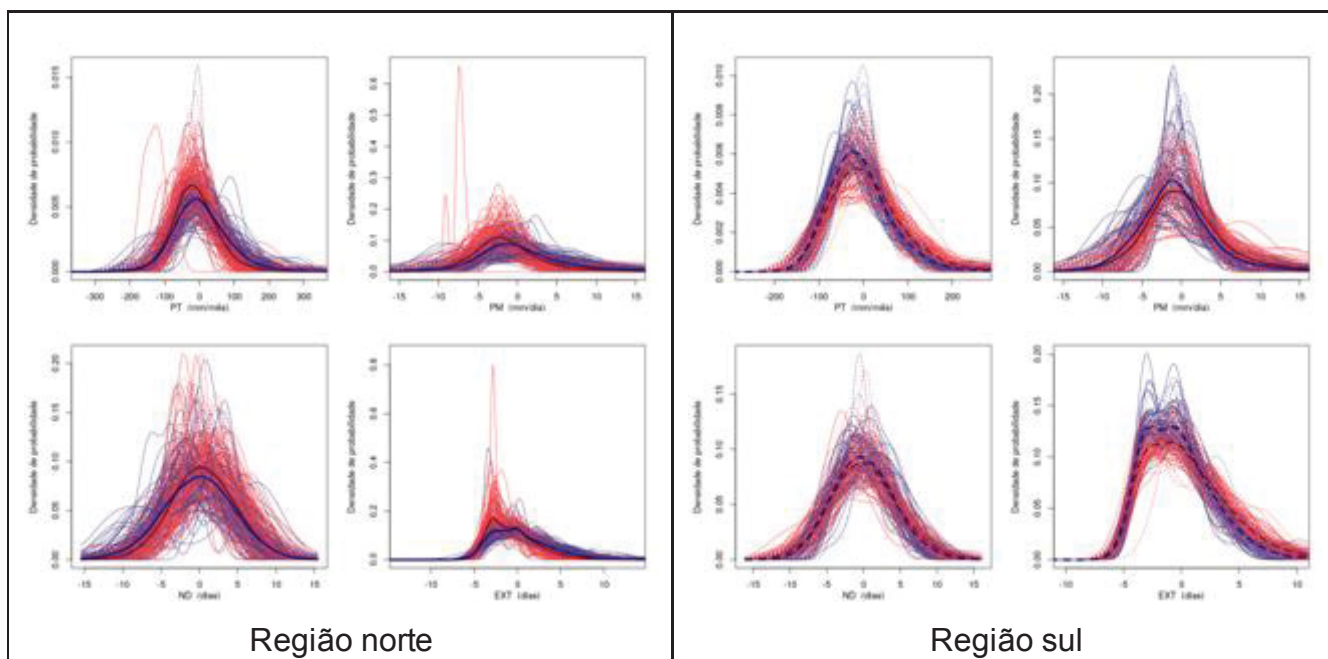


Figura 8.12: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT na região assinalada – Primavera.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.2.

No verão, por outro lado, existem poucas quadrículas com diferença significativa entre os índices em fases opostas da OMA (Figura 8.13a). O principal agrupamento ocorre no NEB, com predominância de redução no número de dias em fases positiva e aumento do restante dos índices. Nos extratropicais, os índices possuem predominância de sinal negativo sobre a Argentina.

As curvas médias de distribuição de probabilidade no nordeste (Figura 8.13b) têm concordância com os sinais indicados nos mapas de distribuição dos índices. Há maior probabilidade de aumento de número de dias com chuva na fase negativa de OMA e o oposto para os demais índices.

O nível de confiança da diferença entre fases da curva média de PT foi de cerca de 83%. Com isso, nota-se que os impactos sobre a precipitação total na fase positiva de OMA ocorrem devido ao aumento nos níveis de umidade da atmosfera, representados pelos índices PM e EXT.

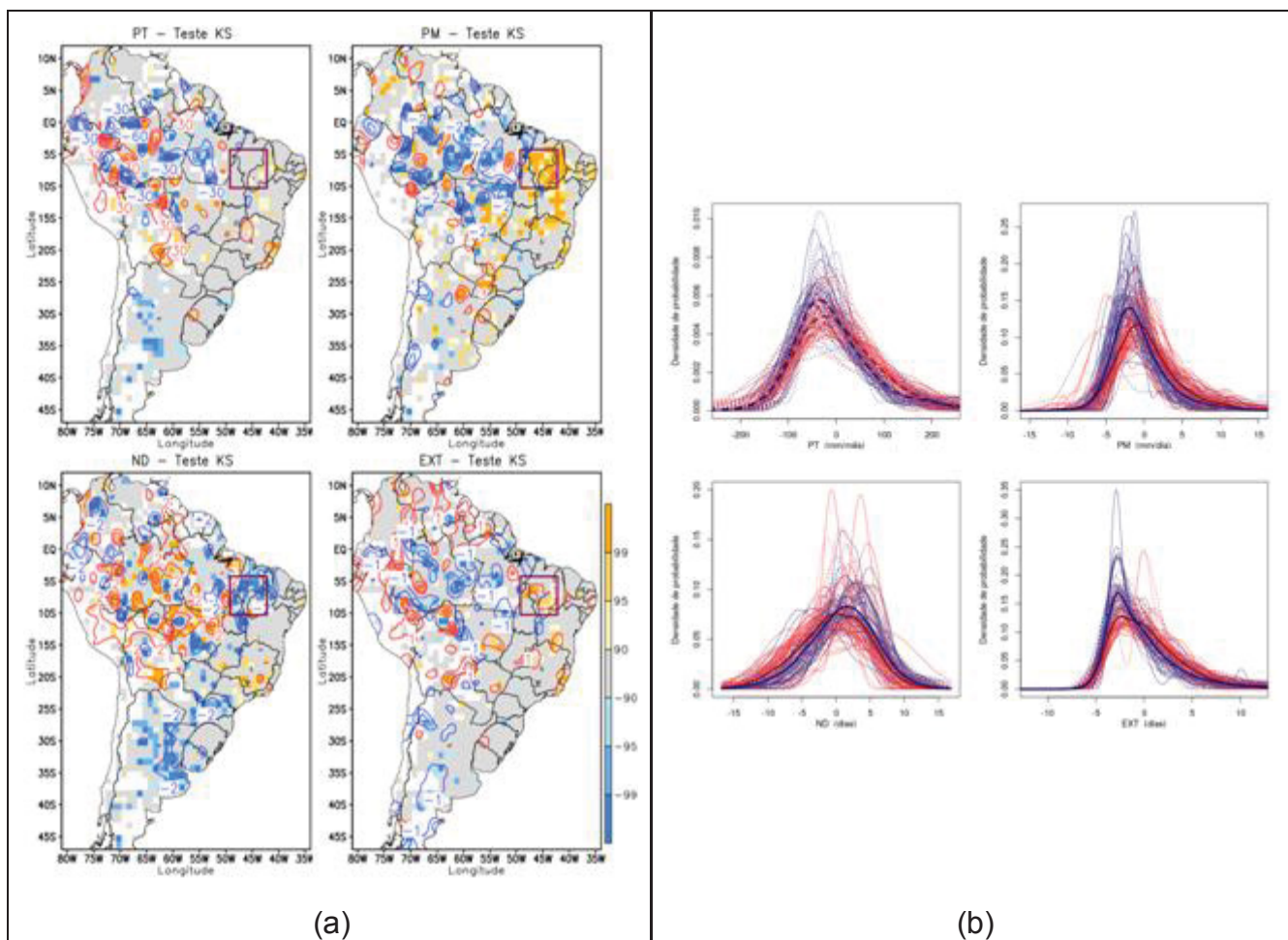


Figura 8.13: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa da OMA e (b) Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Verão.

A composição gráfica de (a) e (b) é idêntica à da Figura 8.1 e da Figura 8.2, respectivamente.

8.5 DIFERENÇA ENTRE FASES DO MODO DO ATN

Novamente, os padrões de impacto do modo de variabilidade do ATN ocorrem de forma bastante similar aos da OMA, tanto na primavera (Figura 8.11 - OMA e Figura 8.14 - ATN) quanto no verão (Figura 8.13 - OMA e Figura 8.16 - ATN), porém os impactos são menos expressivos.

O resultado corrobora as relações que ambos os modos possuem com as componentes atmosféricas. Durante a primavera (Figura 6.1), ambos os modos registram semelhantes distribuições de PNM e função corrente, com predominância de anomalia de pressão negativa mais forte ao norte do equador, aliada com predominância fraca de circulação anticiclônica sobre a Amazônia e com circulação ciclônica no sul/sudoeste da AS. O aumento de TSM no Atlântico Tropical Norte produz um ciclone em baixos níveis no Atlântico Tropical que não favorece o transporte inter-hemisférico para dentro da AS. Estas condições favorecem diminuição (aumento) da precipitação no Norte (Sul) do Brasil, conforme diagnosticado na Figura 8.11 e na Figura 8.14.

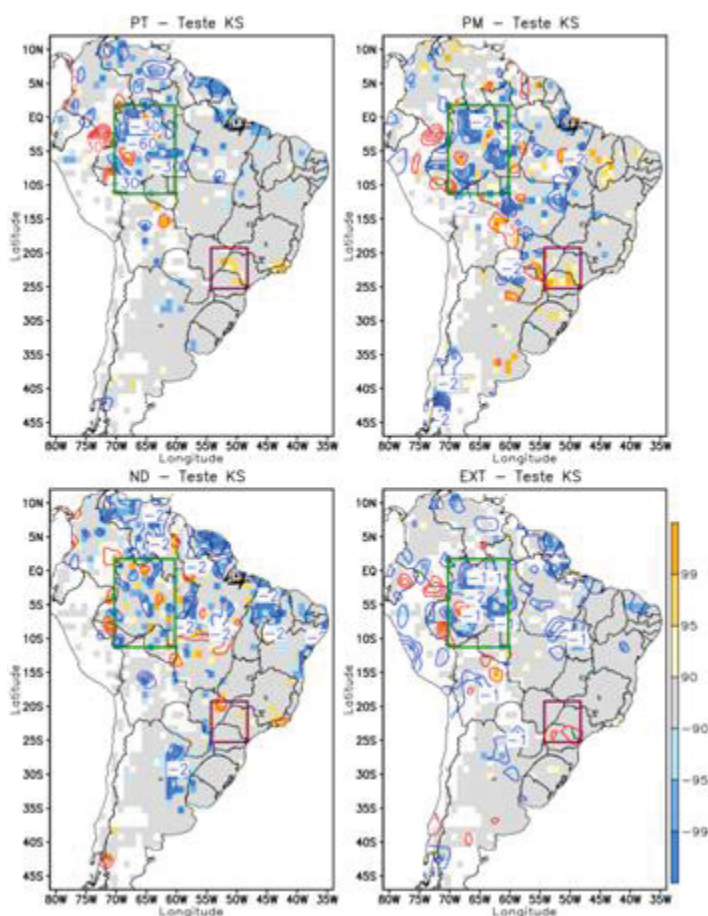


Figura 8.14: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa do modo do ATN de PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste de KS – Primavera.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.1.

Durante o verão (Figura 6.2), a circulação atmosférica indica predominância de pressão mais alta sobre o NEB associada a subsidência, o que explica menor número de dias de chuva. Apesar disso, o predomínio de circulação ciclônica em baixos níveis tem sua influência no aumento de umidade da região e consequentemente, aumento de precipitação.

Assim, da mesma forma como feito para OMA foram selecionadas duas regiões correspondentes para a primavera, uma no Sul e outra no Norte do Brasil e, para o verão, a seleção foi sobre o Nordeste.

Para a primavera (Figura 8.15) na Região Sul existem mais quadrículas com diferenças significativas para a PM do que para os demais índices, o que faz com que a diferença entre as curvas médias de distribuição de probabilidade desse índice seja significativa. Na Região Norte todos os índices possuem diferenças significativas em fases opostas do ATN.

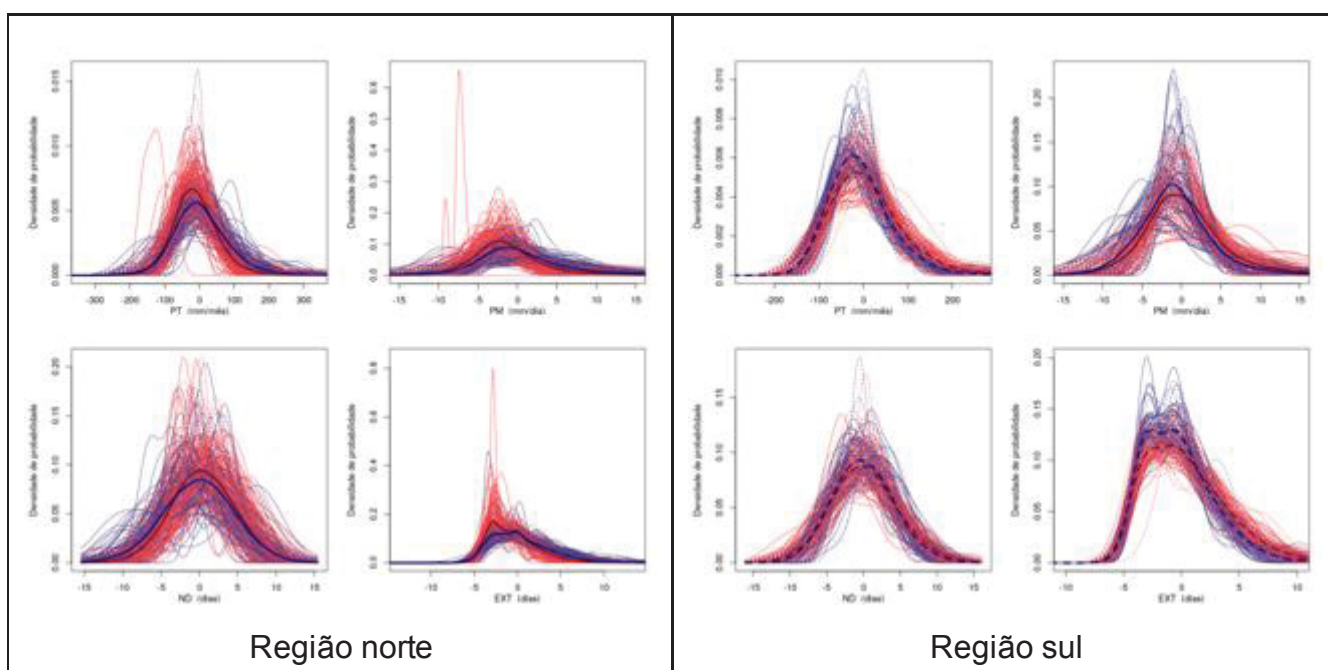


Figura 8.15: Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT, PM, ND e EXT na região assinalada – Primavera.

A composição gráfica é a mesma da Figura 8.2.

Para o verão (Figura 8.16), a diferença entre fases opostas do ATN é significativa apenas para as curvas médias de distribuição do ND. Para a OMA esse comportamento também foi registrado para a PM e o EXT. Apesar disso, o sinal das diferenças entre a distribuição dos índices para fases opostas ainda é o mesmo, sendo positivo para todos os índices, exceto para o ND.

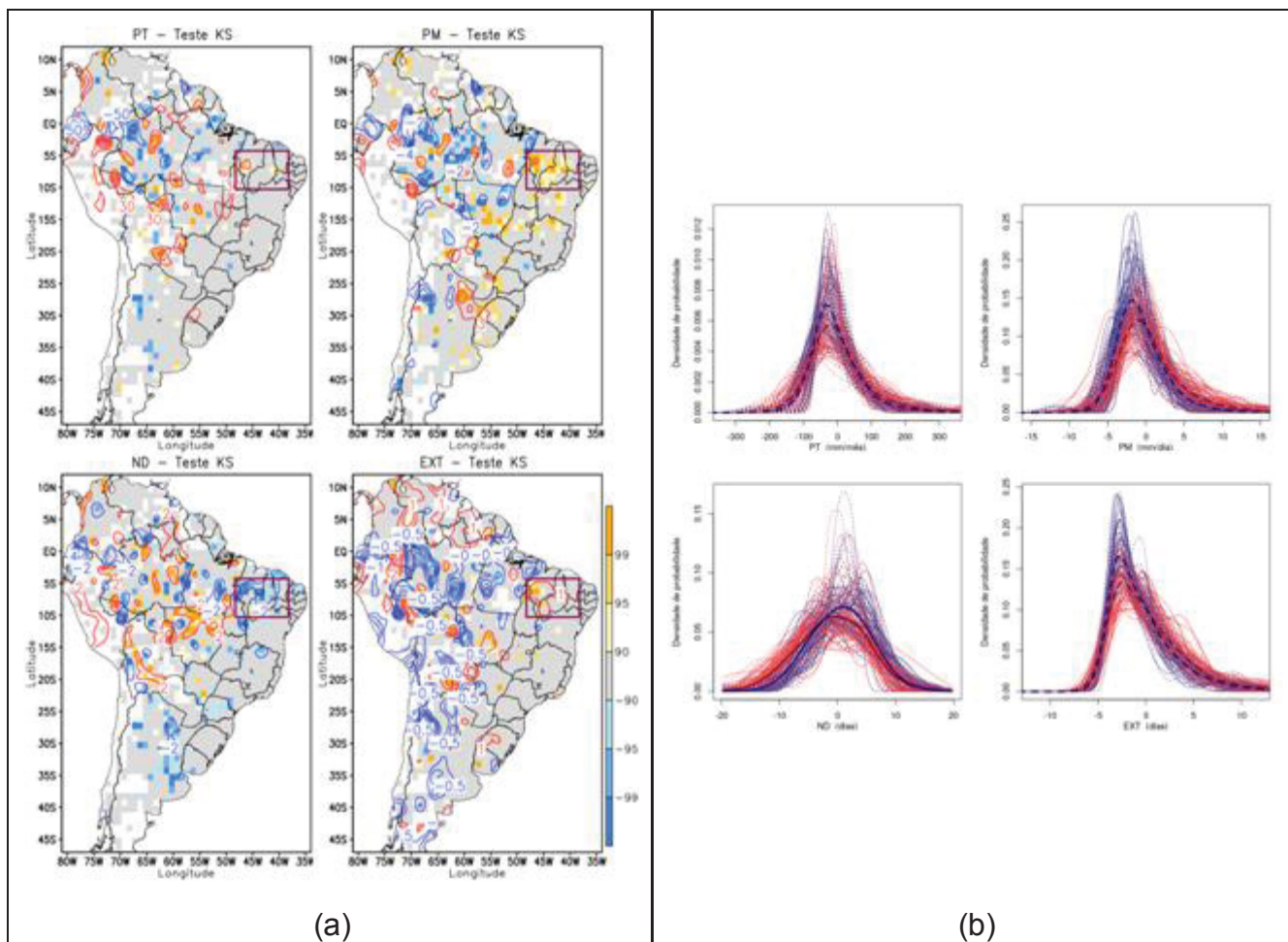


Figura 8.16: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa do modo do ATN e (b) Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Verão.

A composição gráfica de (a) e (b) é idêntica à da Figura 8.1 e da Figura 8.2, respectivamente.

8.6 DIFERENÇA ENTRE FASES DO MODO DO ATS

Por fim, as diferenças entre fases opostas do modo de variabilidade do ATS são dispostas na Figura 8.17 para a primavera e na Figura 8.18 para o verão.

Durante a primavera, um tripolo de anomalias de precipitação é estabelecido no continente, com quadrículas positivas sobre o Norte do Brasil, negativas sobre o centro-leste e novamente positivas sobre o Sul do Brasil (Figura 8.17a). Tal impacto ocorre para todos os índices, porém é mais evidente para a PT e o ND.

No centro-leste, as diferenças entre as curvas de densidade de probabilidade média são significativas com nível de confiança acima de 95% (Figura 8.17b) em todos os casos, demonstrando que a diferença ocorre para um grande número de quadrículas. Além disso, nota-se graficamente na Figura 8.17a que as quadrículas sobre o norte do continente também indicam bastante significância para a diferença.

Como pode ser observado na Figura 6.1, o aumento de TSM no ATS na primavera diminui a pressão na superfície no Atlântico Tropical Sul, o que provavelmente traz a ZCIT mais para o sul, sobre o Norte do Brasil (no equador), intensificando a circulação ciclônica (anticiclônica) em baixos (altos) níveis sobre a região tropical da AS. Estes fatores dinâmicos favorecem o aumento do número de dias de chuva sobre o Norte, o que aparece na Figura 8.17a. Esse sistema está associado em baixos níveis com circulação anticiclônica sobre o centro-leste e ciclônica sobre o Sul, motivo pelo qual a precipitação é suprimida sobre o centro-leste e aumentada no Sul do Brasil.

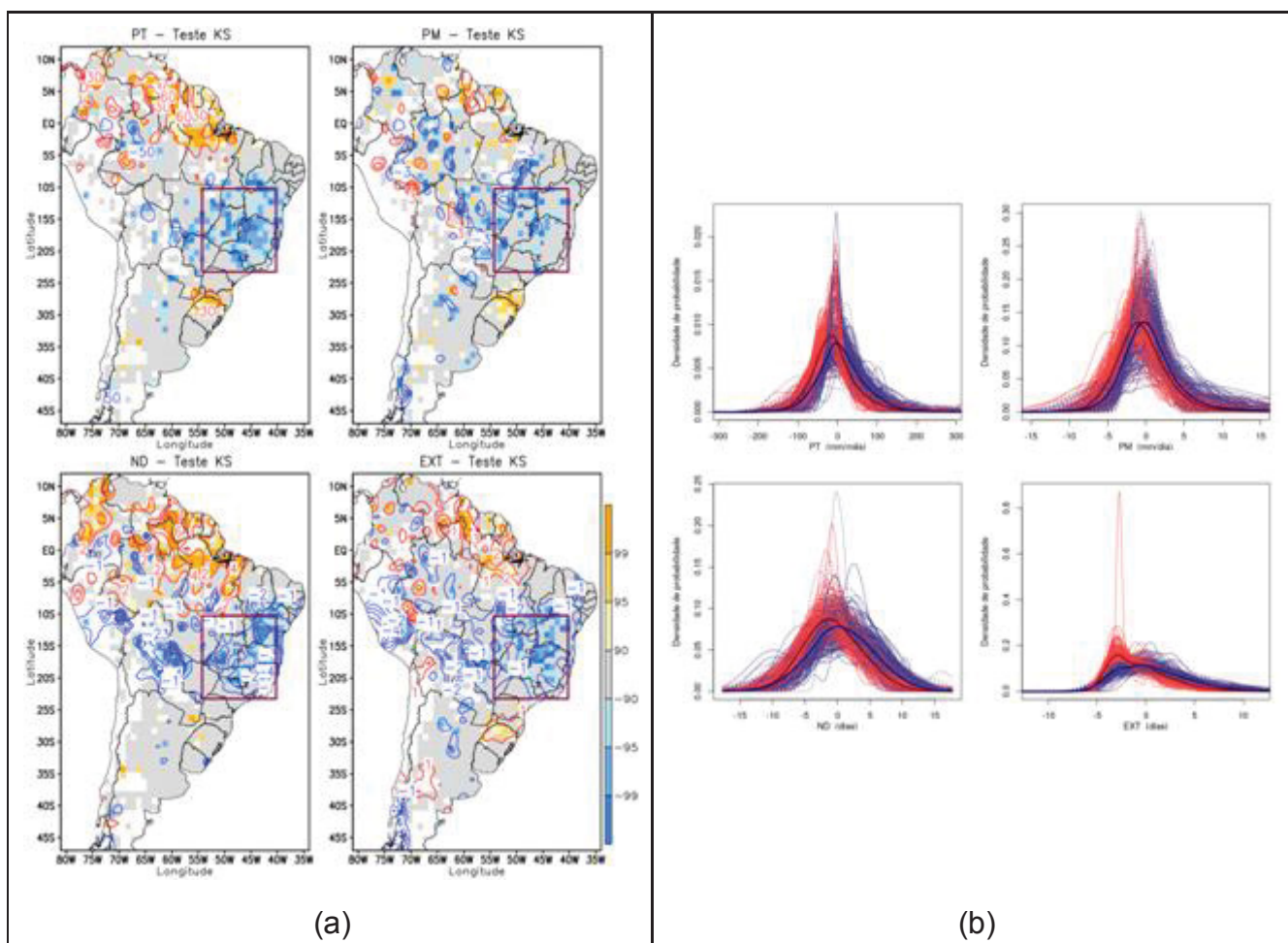


Figura 8.17: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa do modo do ATS e (b) Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Primavera.

A composição gráfica de (a) e (b) é idêntica à da Figura 8.1 e da Figura 8.2, respectivamente.

Durante o verão, a diferença entre fases opostas do ATS é bastante significativa sobre o norte do NEB (Figura 8.18a), região conhecida pela literatura por sofrer impactos significativos do modo (UTIDA et al, 2019; FLANTUA et al., 2016). Também nesta estação diminui a pressão na superfície no Atlântico tropical sul ainda mais para o sul do que na primavera, o que provavelmente traz a ZCIT ainda mais para o sul, sobre o norte do NEB (ao sul do equador), intensificando a circulação ciclônica (anticiclônica) em baixos (altos)

níveis sobre a região tropical da AS. Provavelmente devido à interação superfície-atmosfera que produz a tendência à inversão de sinal das anomalias no centro-leste da primavera para o verão, a diferença entre anomalias é fraca no centro-leste, exceto para ND, para o qual se torna positiva. Este sinal deve estar associado com o abaixamento de pressão na superfície junto ao Sudeste do Brasil (sul do centro-leste) e a circulação ciclônica em baixos níveis.

As curvas de densidade de probabilidade da região (Figura 8.18b) indicam que a fase positiva do modo intensifica anomalias de PT, ND e EXT com níveis de confiança altos. Isso se deve a capacidade de aumentar fenômenos de convecção que o aquecimento do ATS promove. Assim, os efeitos do aquecimento do ATS são locais, devido a redução da pressão gerada pelo aquecimento do oceano (Figura 6.2). Tal impacto é bastante pronunciado nas estações do verão e outono, visto que são épocas onde o aquecimento do Oceano Atlântico Tropical é mais alto devido ao aumento de radiação solar.

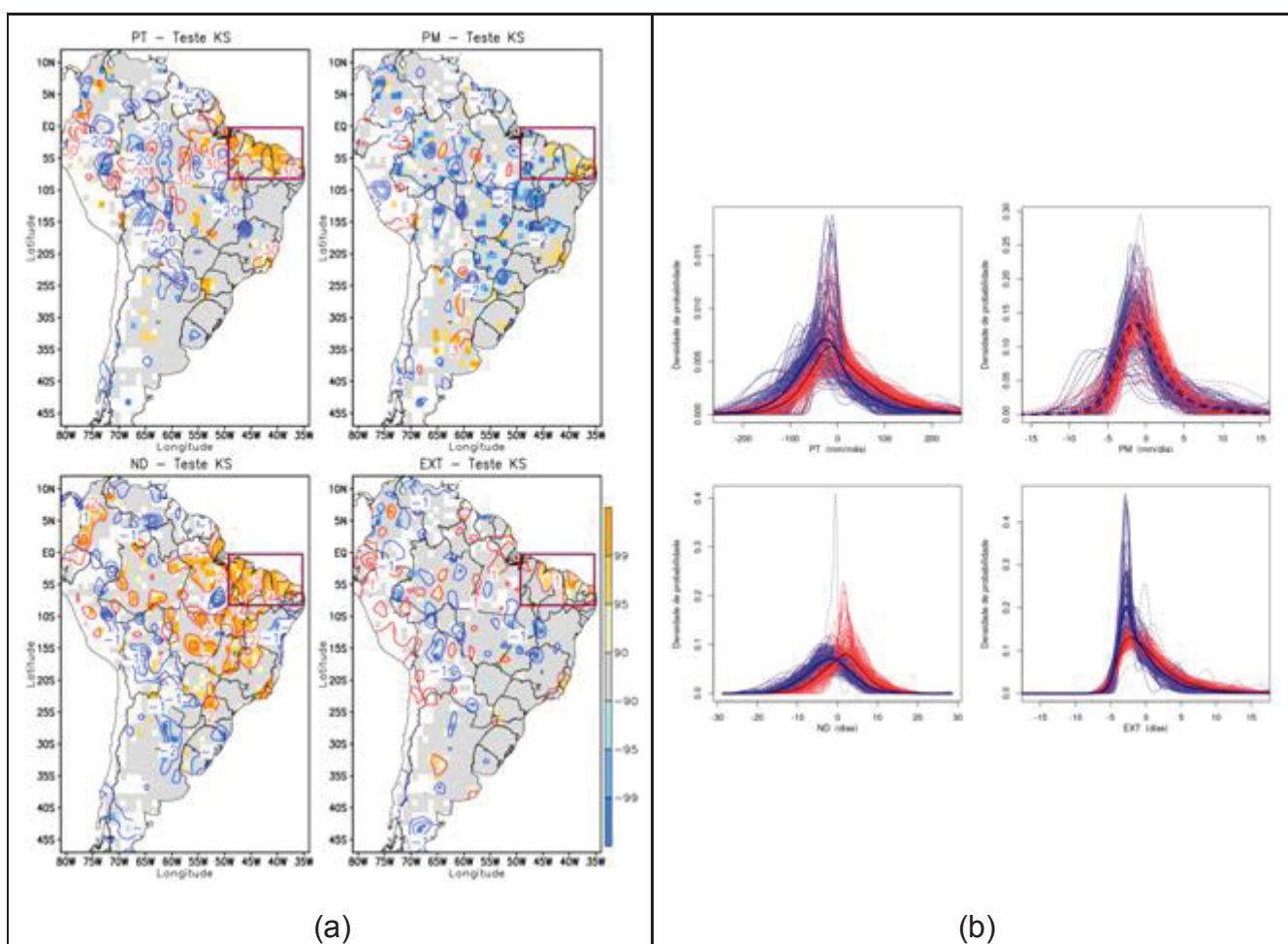


Figura 8.18: (a) Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase positiva e negativa do modo do ATS e (b) Curvas de densidade de probabilidade das variáveis PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT (dias) para o teste de KS na região assinalada – Verão.

A composição gráfica de (a) e (b) é idêntica à da Figura 8.1 e da Figura 8.2, respectivamente.

9 DIAGNÓSTICO DE IMPACTOS DA COMBINAÇÃO DE FASES DOS MODOS

Uma das maneiras de diagnosticar a interferência entre modos é através da correlação entre as suas séries temporais. Na Tabela 9.1 foram dispostos alguns coeficientes de correlação entre as séries temporais dos modos de variabilidade determinados no Capítulo 5.

Tabela 9.1: Correlação entre os modos de variabilidade para cada estação do ano.

	ATNxENOS	ATNxODP	ATNxOMA	ATxODP	ENOSxODP	ENOSxOIP	ODPxOIP	OMAxODP
PRIMAVERA	0,134	-0,342	0,678	0,213	0,261	0,44	0,439	-0,54
VERÃO	0,0798	-0,109	0,732	0,363	0,00134	0,395	0,375	-0,0131
OUTONO	0,177	0,0913	0,701	0,155	0,115	0,173	0,617	0,0112
INVERNO	0,0546	0,0179	0,437	0,0848	0,0627	0,0236	0,533	0,0629

*Coeficientes de correlação com realce amarelo tem nível de confiança acima de 90% no teste T de Student, considerando o número efetivo de membros independentes das séries filtradas.

**Nessa tabela são demonstrados apenas as correlações com maiores valores, as demais combinações estão disponíveis no Anexo 4 —.

Os modos ATN e OMA exibem os maiores coeficientes de correlação que persistem durante quase todo o ano. Entre os modos do Pacífico, ENOS possui correlação mais elevada e significativa com os modos interdecadais ODP e OIP durante a primavera. A ODP e a OIP possuem maior correlação no outono, porém também apresentam valores relativamente altos nas demais estações, embora com o nível de confiança menor que 90%.

Para as demais combinações, coeficientes de correlação altos e significativos ocorrem apenas em determinadas estações. É o caso de ATNxODP e OMAxODP, para o qual a correlação mais alta ocorre na primavera. Essa relação é referenciada na literatura como gradiente interoceânico do Pacífico e Atlântico e seu mecanismo é altamente relacionado com o deslocamento da célula de Walker (ARAÚJO et al., 2013).

A correlação entre OMA e OIP é igual a zero (ver tabela no Anexo 4 —), durante todas as estações. Tal relação é esperada porque tais modos foram determinados pela ACP de variabilidade interdecadal da TSM e, sendo representados por modos distintos da mesma ACP, são ortogonais entre si. Esse resultado é análogo ao obtido para os modos do ATN e ATS. Além disso, a correlação entre ENOS e OMA também foi muito próxima de zero e foi mostrada no Anexo 4 —.

Com a correlação total próxima de zero tem-se que as séries temporais dos modos são independentes. De acordo com a formulação apresentada na seção 4.6, os modos com baixa correlação possuem pouca diferença entre os coeficientes de correlação total e parcial.

Apesar disso, a ocorrência simultânea desses modos ainda pode apresentar alteração dos padrões de impacto. Um exemplo é na relação entre ENOS e OMA, cujo coeficiente de correlação é próximo de zero, porém a ocorrência de certas combinações de fases dos modos indicam interferência dos efeitos de ENOS, conforme obtido por diversos autores (KAYANO; CAPISTRANO, 2014).

Nesses casos, o diagnóstico da relação é obtido com composição cruzada, ou seja, composições de anomalias para anos em diferentes combinações de fases dos modos. Para retirar as influências são utilizadas as fases isoladas, anos com a ocorrência da fase de um modo enquanto outro estava na fase neutra. A determinação de anos de fase ativa dos modos foram obtidos usando o limiar igual a 0,5 nas séries temporais e são dispostos no Anexo 5 —.

Sempre que possível, a diferença entre as composições de fase isoladas positivas e negativas são utilizadas para comparação com a correlação parcial. Esse resultado é mais consistente, uma vez que a diferença usa mais anos para seu cálculo e pode ser comparada com a correlação, pois se assemelha ao impacto linear do modo.

A Figura 9.1 faz uma síntese do percentual de anos ativos de cada modo durante fases neutras de outros modos, mostrando ainda a proporção de fases positivas e negativas em cada caso. Com essa informação, pode-se determinar a relação de dependência dos modos, pois quanto maior (menor) a frequência de ocorrência de um modo na fase neutra de outro, mais independentes (dependentes) eles são.

Por exemplo, nota-se que a atuação da OMA produz ocorrência dos modos interanuais do Oceano Atlântico, principalmente no verão. Isso porque em menos de 25% dos anos de fase neutra no ATS/ATN ocorreu simultaneamente a fase ativa da OMA. Por outro lado, anos ativos de ATN e ATS ocorreram em 75% e mais dos anos de OMA(0). Nesse caso, é mais raro ocorrer eventos de OMA sem a presença de variabilidade no Atlântico Tropical sul e norte do que o contrário. Isso ocorre pois outros fatores como a própria ZCIT e o aquecimento do Pacífico Tropical podem influenciar a variação de TSM no Atlântico Tropical, sem que ocorra a OMA.

Outro resultado importante aparece para os modos do Pacífico. A OIP possui bastante frequência de ocorrência durante a fase neutra de ODP e ENOS, maior que 75% na primavera. No entanto, ODP e ENOS também possuem mais que 50% dos anos ativos em OIP neutra. Assim, tais oscilações são mais independentes entre si do que os modos do Atlântico, porém ainda existe um grau de ocorrência combinada entre esses modos e a OIP.

Na fase neutra de OMA, principalmente no verão, tendem a ocorrer fases negativas da ODP e do ENOS e fases positivas da OIP. Inclusive na primavera não houve nenhum caso de OIP(-)OMA(0). Porém, os casos de ODP ativa não atingem 50% do total de anos de

OMA neutra, indicando que esses eventos também tendem a ocorrer com certa sincronia (em fase ou fora de fase).

Outra conexão importante entre as bacias oceânicas do Pacífico e Atlântico ocorre durante o verão. Menos de 25% dos anos de neutralidade do Atlântico Tropical presenciaram fases ativas de ENOS e ODP. Ou seja, assim como a OMA, a atividade do ENOS e da ODP raramente são acompanhadas de neutralidade do Atlântico Tropical.

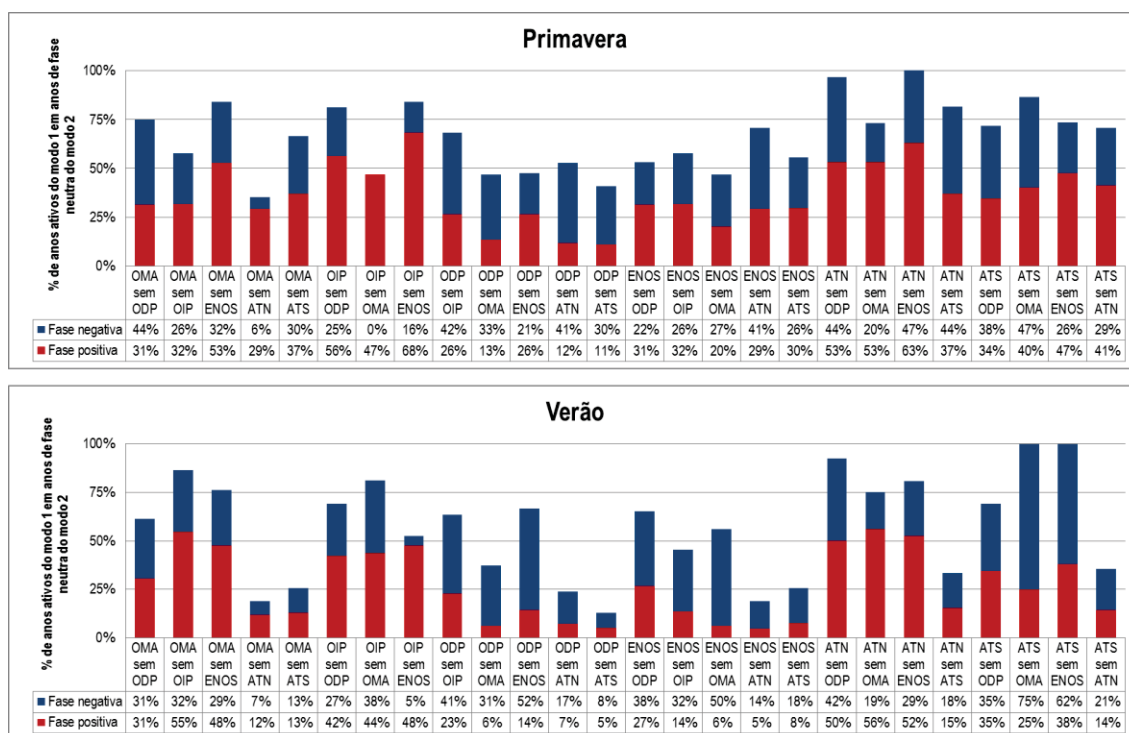


Figura 9.1: Relação percentual entre a quantidade de fases isoladas de um modo com relação à quantidade de fase neutra de outro.

9.1 RELAÇÃO ENTRE OS MODOS DO OCEANO PACÍFICO

De acordo com diferentes estudos, existe relação entre os impactos de ENOS com a variação de longo período das águas do Oceano Pacífico caracterizada como ODP (Oscilação Decadal do Pacífico) e OIP (Oscilação Interdecadal do Pacífico). Tais efeitos ocorrem tanto pela semelhança nos padrões espaciais sobre a mesma bacia oceânica, como pela evolução temporal, uma vez que as séries temporais são correlacionadas (Tabela 9.1) e dependentes (Figura 9.1).

Na primavera, a correlação entre os modos do Pacífico é a mais alta registrada entre ENOS e OIP com 0,44, enquanto a correlação entre ENOS e ODP é de 0,261 e de 0,439 entre os modos interdecadais ODP e OIP. No verão, a correlação com a OIP ainda é alta, entre ENOS e OIP é de 0,3950 e entre ODP e OIP é de 0,375; entretanto entre ENOS e ODP a correlação é muito baixa.

Tal resultado é verificado na Figura 9.2, observando as flutuações das séries temporais dos modos, principalmente nos períodos: 1950-1960, 1970-1980 e 1985-2005. Com o limiar 0,5, conforme ilustrado na figura, são categorizadas as fases positivas e negativas para a combinação de fases dos modos (Anexo 5 —).

Nesta seção, primeiramente serão separados ou isolados os impactos dos modos do Pacífico sobre a TSM e precipitação (representado pela PT). Quando apenas dois modos são analisados, isto será feito através i) das correlações parciais (de primeira ordem) entre a variável considerada e o modo (retirando a influência do outro modo) e ii) da diferença entre composições cruzadas que usam as anomalias médias da variável para fases positiva e negativa de um modo (enquanto o outro modo não está ativo).

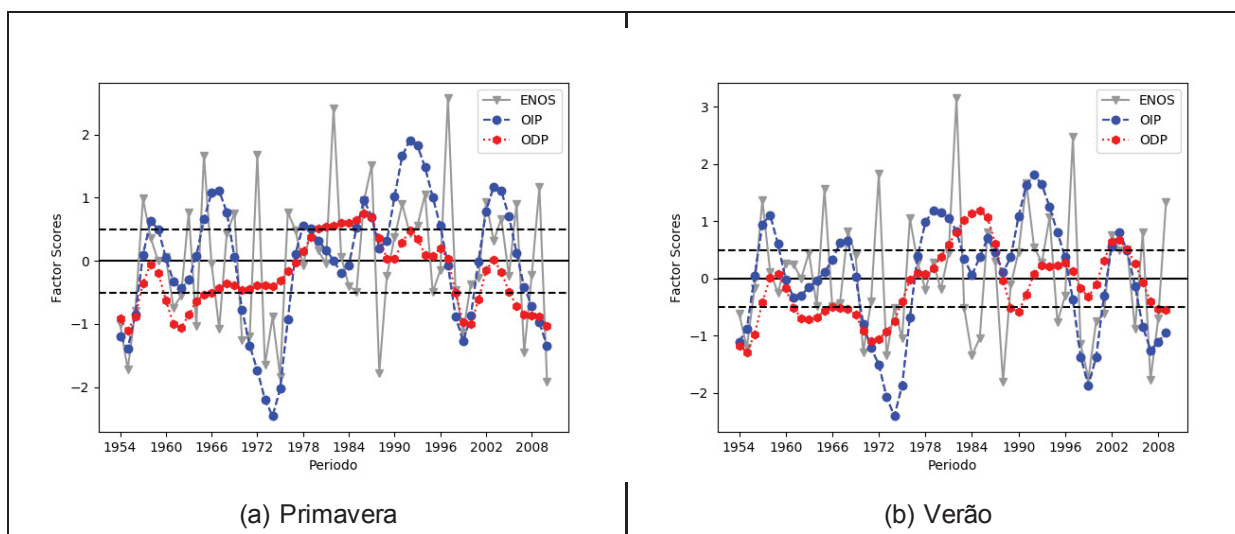
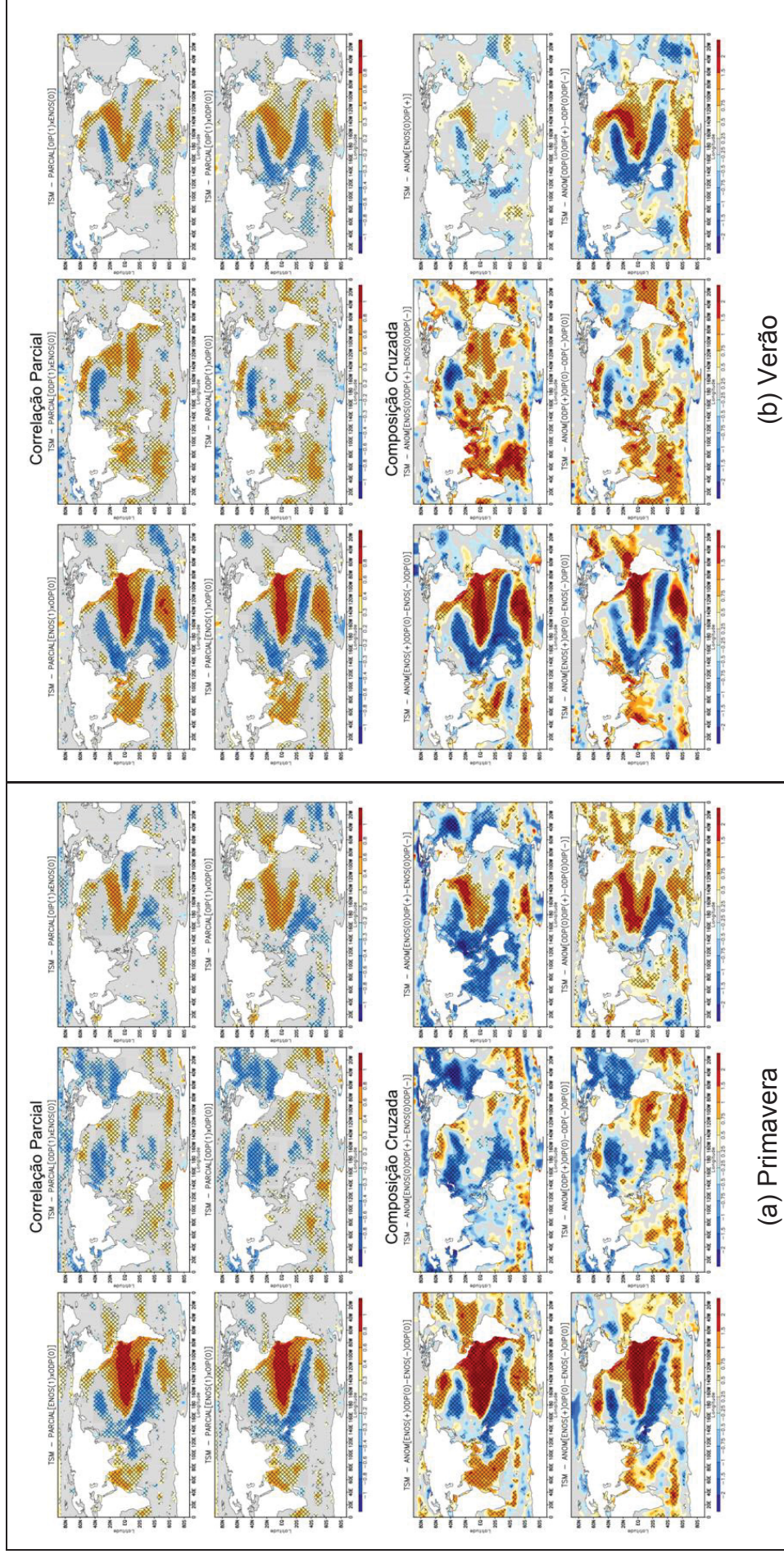


Figura 9.2: Séries temporais dos modos: ENOS, ODP e OIP para (a) primavera e (b) verão.

Séries obtidas a partir da ACP de TSM para ENOS e OIP e retiradas do site da JISAO para ODP, conforme descrito no Capítulo 5.

Mais adiante, quando os três modos do Pacífico forem considerados, serão usadas i) as correlações parciais de segunda ordem e ii) apenas composições cruzadas de diferentes combinações de fases dos modos, e não mais diferenças entre fases positivas e negativas, pois amostras para algumas combinações de fases são inexistentes ou menores que três membros, não permitindo o cálculo da composição cruzada. Além disso, além da TSM e PT também são obtidos impactos sobre as variáveis atmosféricas nesse caso.

Ao observar os impactos isolados dos modos sobre a TSM, é possível atestar o nível de separação entre os modos, identificando qual o padrão de TSM que está em vigência. Esse resultado foi disposto nos painéis da Figura 9.3a para a primavera e na Figura 9.3b para o verão. Para o verão, não foi possível obter todas as composições cruzadas para calcular sua diferença e compará-la com a correlação parcial, porque não existem pelo menos três anos de ocorrência de ENOS(0)OIP(-) (ver Anexo 5 —). Então, foi mostrado o padrão de anomalias obtidas para anos com ENOS(0)OIP(+).



(a) Primavera

(b) Verão

Figura 9.3: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para TSM usando os modos do Oceano Pacífico.

Nas correlações parciais, PARTIAL[ENSO(1)XODP(0)] representa a correlação de ENSO e TSM sem a interferência da ODP. Nas diferenças entre composições cruzadas ANOM[ENSO(+JODP(0))-ENSO(-JODP(0))] representa a diferença entre a composição de anomalias em anos de fase positiva e negativa de ENSO enquanto ODP estava na fase neutra. Tal representação é análoga para as demais imagens. Nos mapas de correlação, as manchas representam o coeficiente de correlação e nos mapas de composição, são valores de diferenças de anomalias, cujos níveis são indicados nas barras. As áreas hachuradas indicam resultados significativos com nível de confiança acima de 90% em ambas as representações gráficas. (a) Primavera; (b) Verão.

O modo ENOS é bastante representativo em ambas as estações e com ambos os métodos de separação, exibindo variações mais altas de TSM sobre o equador, apesar de existirem contribuições dos extratropicais.

Já o padrão característico da OIP, com valores de correlação mais altos e significativos sobre os extratropicais do Oceano Pacífico, foi obtido quando removido ENOS e ODP com a correlação parcial, durante a primavera (Figura 9.3a) e o verão (Figura 9.3b). A presença de anomalias no Oceano Atlântico Norte também aparece durante OIP e fica mais evidente nas diferenças de composições cruzadas, com anomalias positivas (negativas) com ODP (ENOS) na fase neutra.

O padrão da ODP durante a primavera também indica forte relação com a redução da TSM no Oceano Atlântico Norte (Figura 9.3a), tanto removendo a influência da OIP como a de ENOS, com ambos os métodos. Essas anomalias já foram observadas anteriormente (Figura 6.1 e Figura 12.1) e são coerentes com a alta correlação e dependência entre a ODP e a OMA (Tabela 9.1 e Figura 9.1), motivo pelo qual se considera a separação dos mesmos. Durante o verão a relação não é observada (Figura 9.3b).

Os impactos dos modos isolados sobre a precipitação, também foram obtidos com ambos os métodos e dispostos na Figura 9.4 para a primavera e na Figura 9.5 para o verão. Apesar de bastante semelhantes, os resultados dos dois métodos podem por vezes apresentar diferenças um pouco maiores. Enquanto as correlações parciais comparam as variações de uma variável com as de um modo (sem considerar o efeito da variação de outro modo), as diferenças entre composições cruzadas usam as anomalias da variável para fases positiva e negativa de um modo (enquanto outro modo não está ativo). Como as composições para fases opostas às vezes são feitas com amostras de tamanhos bem diferentes, isto pode afetar a representatividade da diferença entre composições cruzadas, ainda mais no caso da precipitação observada. Contudo, mesmo assim os padrões geralmente são qualitativamente semelhantes.

Um exemplo de diferença maior que a usual entre correlação parcial e diferenças entre composições cruzadas ocorre para a OIP isolada de ENOS na primavera. Na diferença entre composições cruzadas da Figura 9.4 estão presentes anomalias positivas de precipitação sobre o NEB. Por outro lado, na correspondente correlação parcial entre precipitação e OIP sem ENOS na mesma figura, a correlação positiva na mesma região é fraca e não significativa (apesar de ser também positiva). Esta e outras diferenças podem dever-se ao fato de que a composição para fase positiva tem amostra de 13 membros, enquanto a de fase negativa tem apenas 3 (Tabela 12.2).

Além disso, o surgimento de tal anomalia positiva, que não aparecia fortemente na Figura 7.1 (correlação total) e nem na Figura 12.3 (diferença entre composições de anomalias simples, nos anexos), pode ser explicado pelo fato de que, na ausência de

ENOS, as anomalias de TSM para OIP tornam-se negativas no Atlântico Norte e no Pacífico equatorial leste (comparar Figura 6.1 e Figura 9.3) e anomalias negativas nestas regiões tendem a produzir anomalias positivas de chuva sobre o NEB. Contudo, tendo em vista o desequilíbrio do tamanho das amostras para esta diferença entre composições cruzadas, é preferível considerar o resultado da correlação parcial.

A ocorrência de ENOS sem a interferência da OIP produz anomalias negativas mais fracas no sul o NEB e centro-leste do Brasil na primavera (Figura 9.4) do que as produzidas em média pelos eventos ENOS em geral (comparar com a Figura 7.1 e Figura 12.3, nas quais não são excluídos os efeitos de outros modos). Essa redução é aparentemente devida ao fato de que a OIP é a maior responsável pelas anomalias negativas de precipitação nessas regiões e mostra correlações parciais negativas, como já se pode ver na Figura 9.4.

Pode-se confirmar adicionalmente que a separação dos efeitos nessa região é consistente, pois a diferença entre fases opostas da OIP nessa região na primavera (Figura 8.5) é mais forte do que para fases opostas de ENOS (Figura 8.1). Além disso, é interessante notar que as correlações parciais de OIP com TSM indicam que tal modo está relacionado com anomalias de TSM negativas no Atlântico tropical sul, que produzem anomalias negativas de precipitação no NEB, diferentemente dos outros modos (ENOS, ODP) onde as anomalias de TSM são positivas na mesma região (Figura 9.3).

A ocorrência de ENOS sem ODP na primavera produz diminuição das anomalias positivas de precipitação no centro-oeste da região equatorial, ao sul do equador, em comparação com as anomalias exibidas pela média dos eventos ENOS em geral, o que é mais visível através da diferença entre composições cruzadas (comparar Figura 9.4 com Figura 7.1 e Figura 12.3). Essa redução é coerente com o fato de que ODP produz anomalias positivas de precipitação nesta região e mostra correlações parciais positivas, conforme a Figura 9.4. A separação dos efeitos nessa região ainda pode ser confirmada pelas Figura 8.1 e Figura 8.8a, pois a diferença entre fases opostas nessa região é mais forte para as fases da ODP na primavera (Figura 8.8a) do que para fases de ENOS (Figura 8.1).

É também interessante notar que as correlações parciais de ODP com TSM indicam que tal modo está relacionado com anomalia de TSM positiva no Pacífico leste equatorial, ao sul do equador (Figura 9.3), o que explica as anomalias positivas locais de precipitação na costa oeste da AS. Além disto, ODP está associado com anomalias negativas de TSM no Atlântico Norte, o que aumenta a entrada de ventos alísios e o transporte de umidade para dentro da AS. Portanto, na faixa tropical da AS, ENOS na primavera sem OIP tem anomalias negativas reduzidas para leste e ENOS sem ODP tem anomalias positivas reduzidas para oeste.

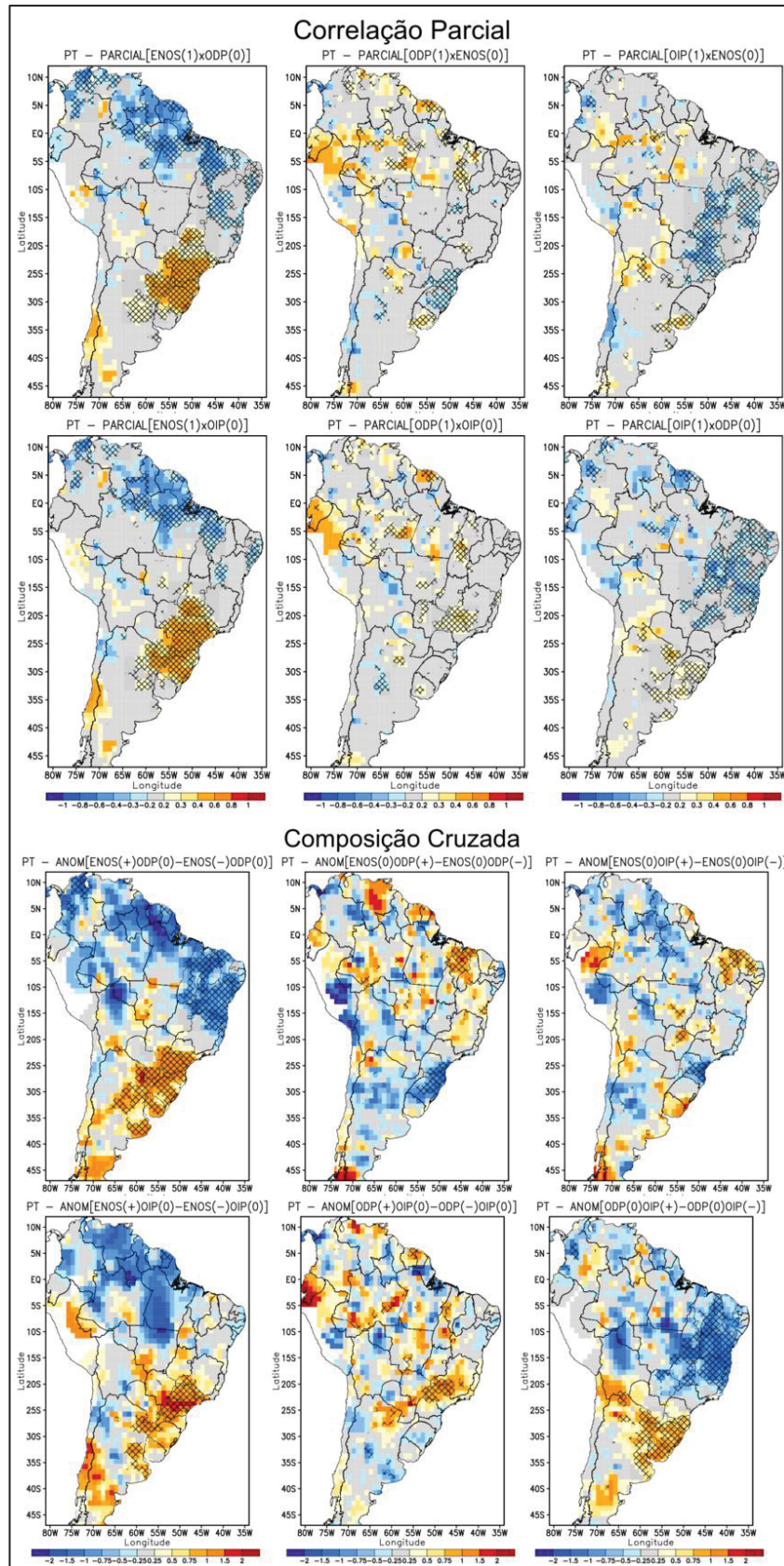


Figura 9.4: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos do Oceano Pacífico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3.

Quanto ao sudeste da AS, a tendência é a de que ENOS sem ODP tenha anomalias positivas de precipitação mais fortes no extremo-sul do Brasil, enquanto ENOS sem OIP tenha anomalias positivas mais fracas, em média. Isto é consistente com o fato de que ODP tende a produzir anomalias negativas, enquanto OIP tende a produzir anomalias positivas, em média, na região (Figura 7.1, Figura 12.3 e Figura 9.4). Isso se deve ao fato de que as anomalias de TSM em OIP tendem a aumentar o gradiente meridional subtropical de TSM no Pacífico central sul, o que é relevante para o aumento da precipitação no sudeste da AS na primavera (VERA et al., 2004).

No verão (Figura 9.5), novamente a variabilidade de precipitação sobre o sul do NEB e centro-leste do Brasil é atribuída à OIP, só que com sinal positivo. Tanto nas diferenças entre composições cruzadas como na correlação parcial, a ocorrência da OIP, sem a interferência de ENOS ou de ODP, enfatiza o sinal sobre a região.

Quando ENOS não sofre a interferência de ODP, este sinal no centro-leste do Brasil também é aparente, mas é fraco quando ENOS ocorre sem OIP (Figura 9.5). Isto é coerente com o fato de que a OIP apresenta maior significância na diferença entre anomalias de fases opostas sobre a região, como visto na Figura 8.7.

A ocorrência da ODP (sem excluir os efeitos de outros modos) aumenta a precipitação sobre a região central do Brasil e norte da Argentina, como mostra a Figura 8.9. O sinal na Argentina permanece mesmo sem a ocorrência de ENOS ou de OIP, mas o sinal no Centro do Brasil se enfraquece sem a ocorrência de OIP (Figura 9.5).

No Sul do Brasil, os padrões de precipitação atribuídos à ODP são bastante diferentes entre si. Existe pouca correlação parcial do modo sobre a região e nas diferenças entre composições cruzadas são verificadas anomalias positivas (negativas) quando ENOS (OIP) estão na fase neutra (Figura 9.5). Portanto, pode-se concluir que sua maior influência isolada ocorre no norte da Argentina.

A separação simultânea dos efeitos dos três modos de variabilidade do Pacífico, obtida para a primavera com a correlação parcial de segunda ordem e com a composição cruzada está mostrada na Figura 9.6 e na Figura 9.7, respectivamente. Além da TSM e a PT, são apresentados campos globais de PNM e FCZA, a fim de que se possam indicar as principais relações dos modos com a circulação global em condições isoladas.

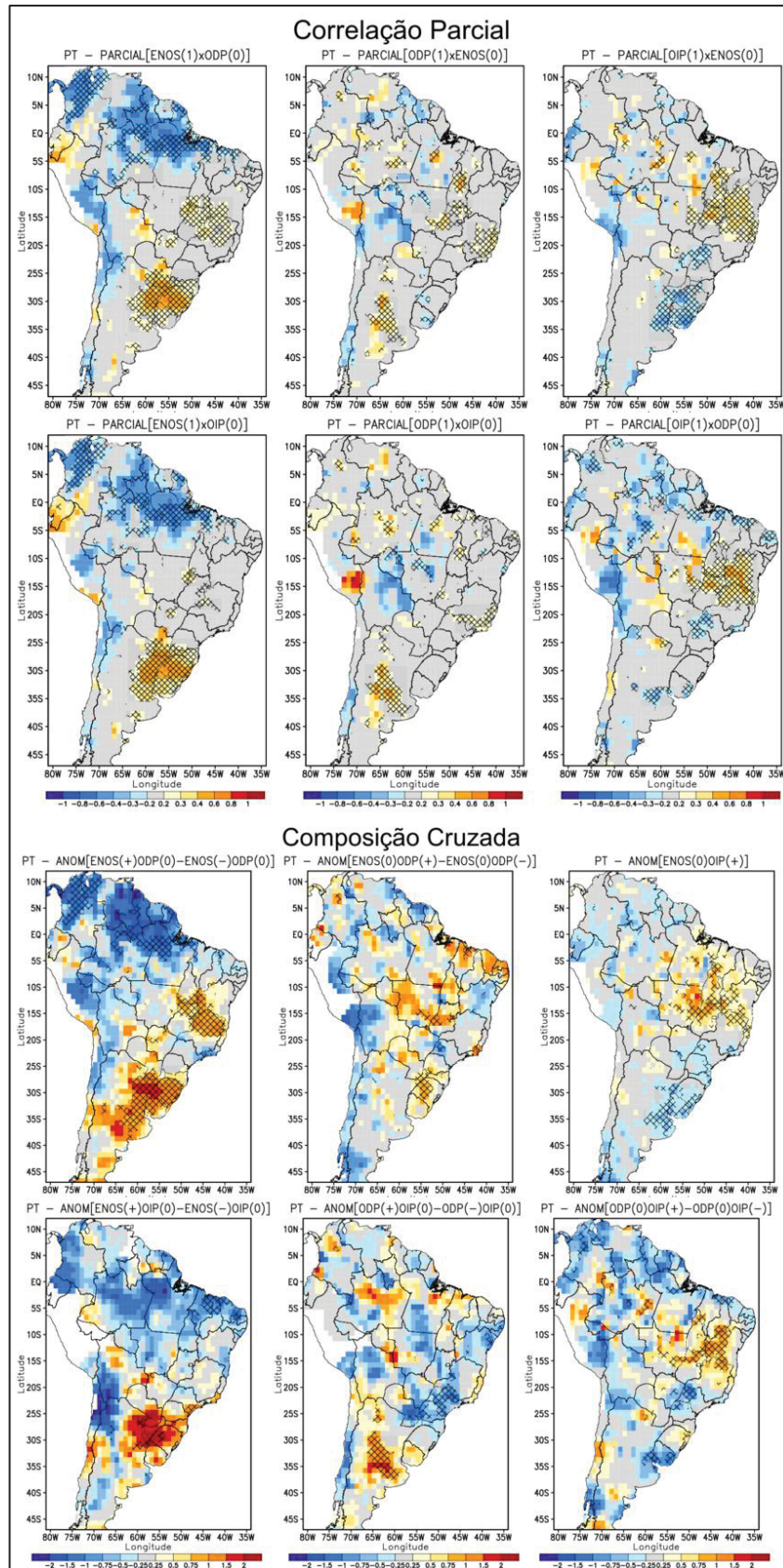


Figura 9.5: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos do Oceano Pacífico – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3.

As composições cruzadas foram obtidas para os anos dispostos no Anexo 5 —, determinados para satisfazer as várias combinações de fases de diferentes modos. A quantidade de anos que satisfaz cada combinação de fases de três modos é bem menor do que a conseguida para apenas dois modos. Isto, além do fato de não serem mais utilizadas diferenças entre anomalias de fases opostas, pode aumentar as divergências entre os padrões de correlação parcial de segunda ordem e composição cruzada, principalmente para a precipitação observada pois esta é mais sensível a alterações no número de anos na amostra, como se nota na Figura 9.6e e Figura 9.7e.

A maior diferença ocorre entre a correlação parcial da precipitação com OIP sem considerar a influência de ENOS e ODP (Figura 9.6e) e a composição cruzada para [ENOS(0)ODP(0)OIP(+)] (Figura 9.7e). Tal composição tem anomalias muito fracas sobre o centro-leste do Brasil provavelmente porque o limiar da fase positiva do modo (0,5) não é muito alto, sendo possível que anomalias de TSM fracas da OIP não sejam capazes de produzir as anomalias de circulação necessárias.

Tal explicação é comprovada por um simples teste de sensibilidade na Figura 9.8, na qual as composições cruzadas usam limiar 0.8 para a fase positiva e o resultado é bem mais parecido com o das correlações parciais da Figura 9.6. Contudo, com o aumento do limiar, diminui o tamanho das amostras e já não foi possível fazer a composição cruzada ENOS(0)xODP(+)xOIP(0).

Tendo em vista que mudanças de limiares para fases positivas e negativas podem aproximar os resultados das composições cruzadas aos resultados das correlações parciais, novamente se considera preferencialmente os resultados das correlações parciais quando analisamos o efeito de um modo sem a interferência de mais de um modo.

Os padrões isolados de ENOS da Figura 9.6 condizem com os mostrados por estudos anteriores (GRIMM, 2003). O aquecimento da TSM se situa predominantemente sobre o equador do Pacífico central-leste, sem fortes componentes no Atlântico. Existe ainda o dipolo de pressão sobre o Pacífico Oeste e Leste e o aparecimento de um par de ciclones ladeando o equador sobre a superfície no Pacífico Central, com anticiclones em altos níveis, que originam o trem de ondas de Rossby que se propaga sobre a AS, produzindo um par ciclone-anticiclone nos extratropicos-subtrópicos. Sobre a faixa equatorial propaga-se onda de Kelvin, que produz subsidência sobre Norte/Nordeste da América do Sul (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). Com tais características, a precipitação sobre o sudeste (norte) da AS tem aumento (redução), conforme indicado na Figura 9.6e.

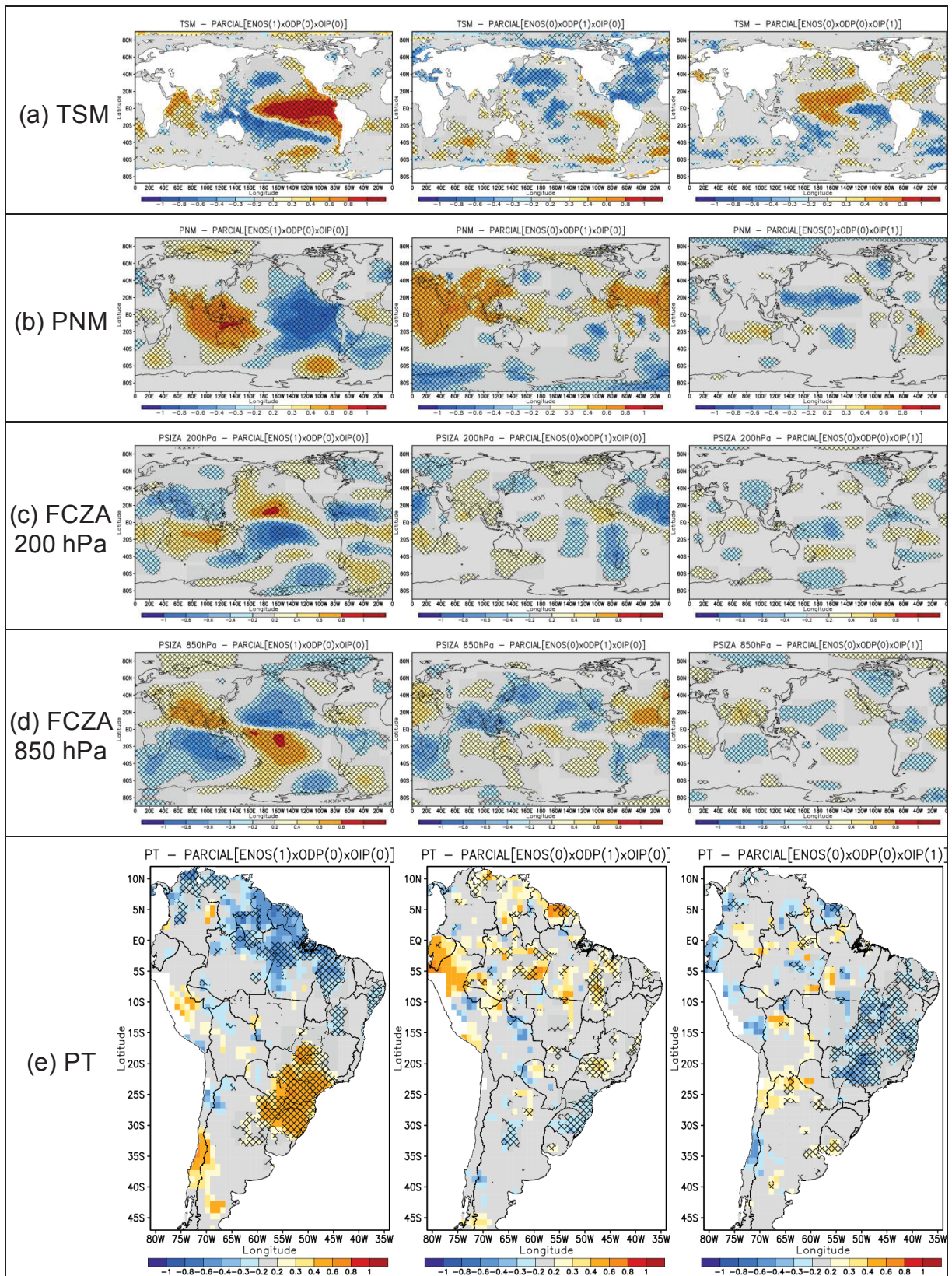


Figura 9.6: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3 para a TSM, PNM e FCZA para a precipitação observada (PT).

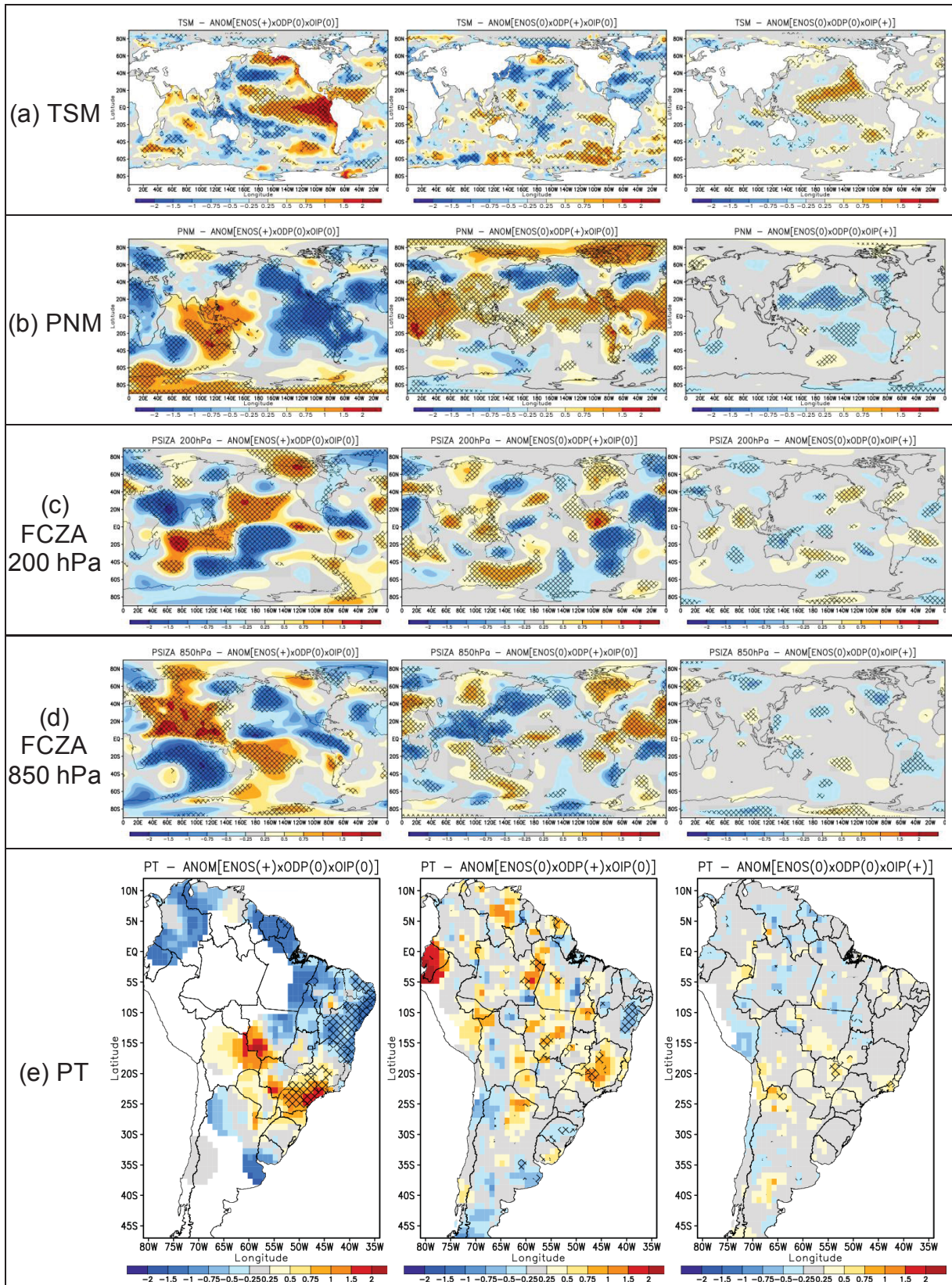


Figura 9.7: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6 com as cores representando anomalias padronizadas.

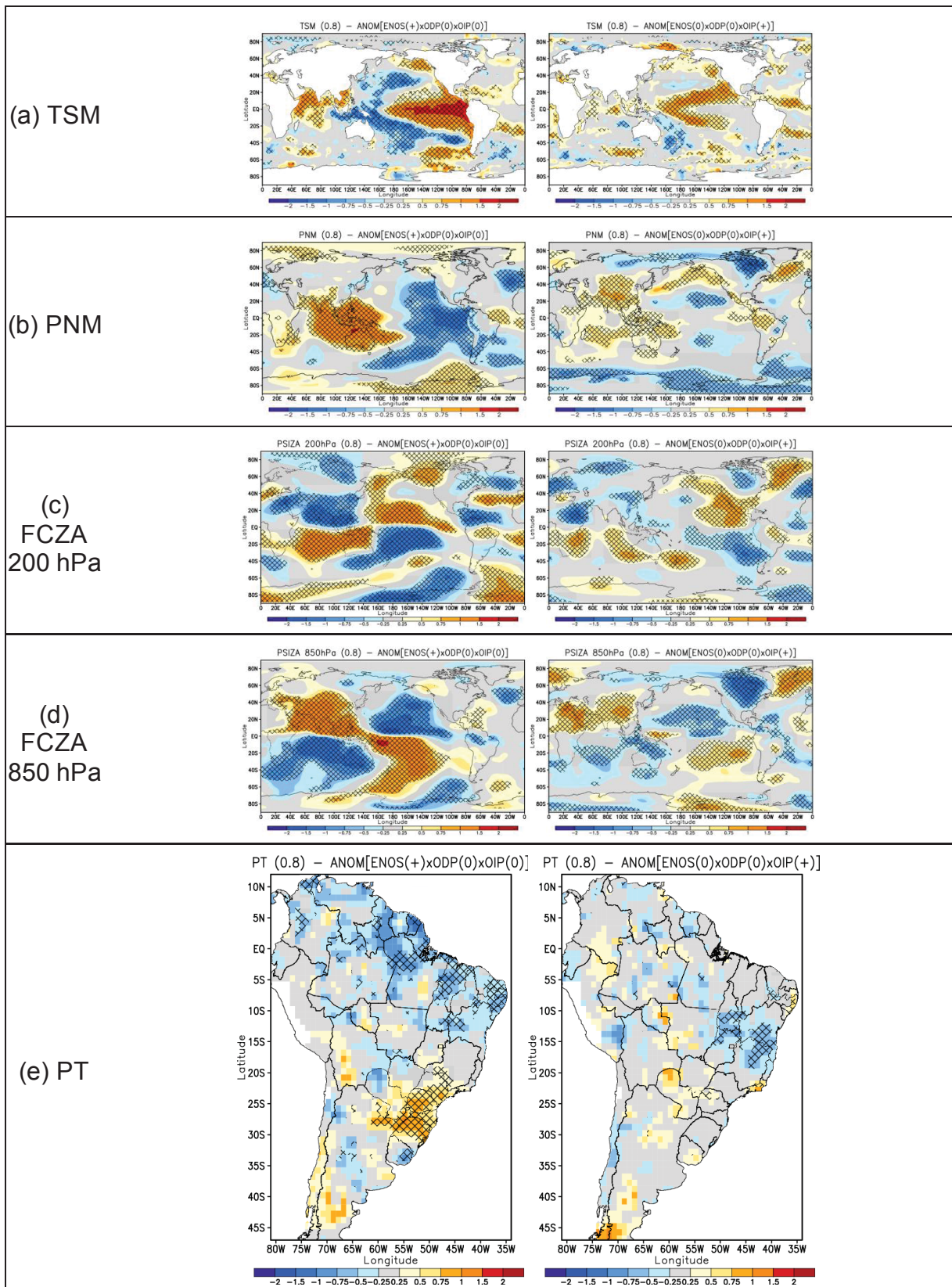


Figura 9.8: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico – Primavera. O limiar para fase positiva usado nesta figura é 0,8 (e não 0,5, como no resto do documento). Nessa condição, já não há amostra de tamanho suficiente para fazer a composição cruzada ENOS(0) \times ODP(+) \times OIP(0) e por isso foi omitida. A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

Já o aumento de TSM mais intenso relacionado à OIP está localizado sobre o Pacífico central equatorial, estendendo-se para os subtropicais a leste, sendo a parte tropical das anomalias mais forte ao norte do equador, local com a mais baixa PNM. Na Figura 9.6 ocorre aumento de PNM em boa parte dos trópicos da AS, especialmente no leste. Em altos níveis na região tropical da AS se estabelece um par ciclônico anômalo, coerente com subsidência nos trópicos, que pode ser produzida a partir do Pacífico, mas também favorecida mais a leste do continente por anomalias de TSM positiva (negativa) no Atlântico Norte (Sul). Tais características são coerentes com as anomalias de precipitação indicadas na Figura 9.6.

Para ODP os padrões sem ENOS e OIP são semelhantes na Figura 9.6 e na Figura 9.7 e também ao apresentados na Figura 8.8, só que com maior intensidade. A maior influência desse modo isolado na variação da chuva ocorre com aumento na faixa tropical, especialmente ao oeste, mas também aparece no Sudeste do Brasil. No sudeste da AS a precipitação tende a diminuir.

O padrão de correlação da ODP com TSM na primavera tem valores mais altos e significativos sobre o Atlântico Norte, distribuição bastante similar à ocorrência da OMA(-), além de sinal positivo no Pacífico equatorial leste ao sul do equador e no Pacífico Norte. A PNM aumenta no Atlântico Norte, aliada a um par de anticiclones em baixos níveis favorecendo a circulação inter-hemisférica dos alísios para dentro da AS, trazendo umidade. Em altos níveis anticiclones ladeando o equador ocorrem a oeste da AS, refletindo o aumento de convecção nesta região.

Através de composições cruzadas também foram classificados eventos com diferentes combinações possíveis das três fases dos modos, respeitando o número de membros mínimo de 3 anos (ver anos no Anexo 5 —). Nota-se que é mais comum a ocorrência conjunta da fase negativa dos modos e verifica-se que esta ocorrência aumenta os impactos sobre a precipitação na AS em algumas regiões.

A ocorrência conjunta dos modos ENOS e OIP na fase negativa (Figura 9.9; ENOS(+)/ODP(0)/OIP(+)) caracteriza situações mais extremas sobre o sudeste e centro-leste da AS. Isso é esperado pois nas relações isoladas da Figura 9.4 e da Figura 9.6 até a Figura 9.8 são vistos padrões de mesmo sinais sobre estas regiões. Esta combinação de ENOS e OIP também fortalece e estende as anomalias de TSM e PNM no Pacífico (Figura 9.9a e b), portanto espera-se circulação mais intensa e, como consequência, trens de onda e anomalias de precipitação mais intensas sobre a AS. Na combinação de fases positivas ENOS(+)/ODP(0)/OIP(+) as anomalias de precipitação possuem menos magnitude do que em comparação com as demais combinações. Isso é reflexo do enfraquecimento dos padrões de TSM e PNM no Pacífico equatorial leste verificado na Figura 9.9a e b.

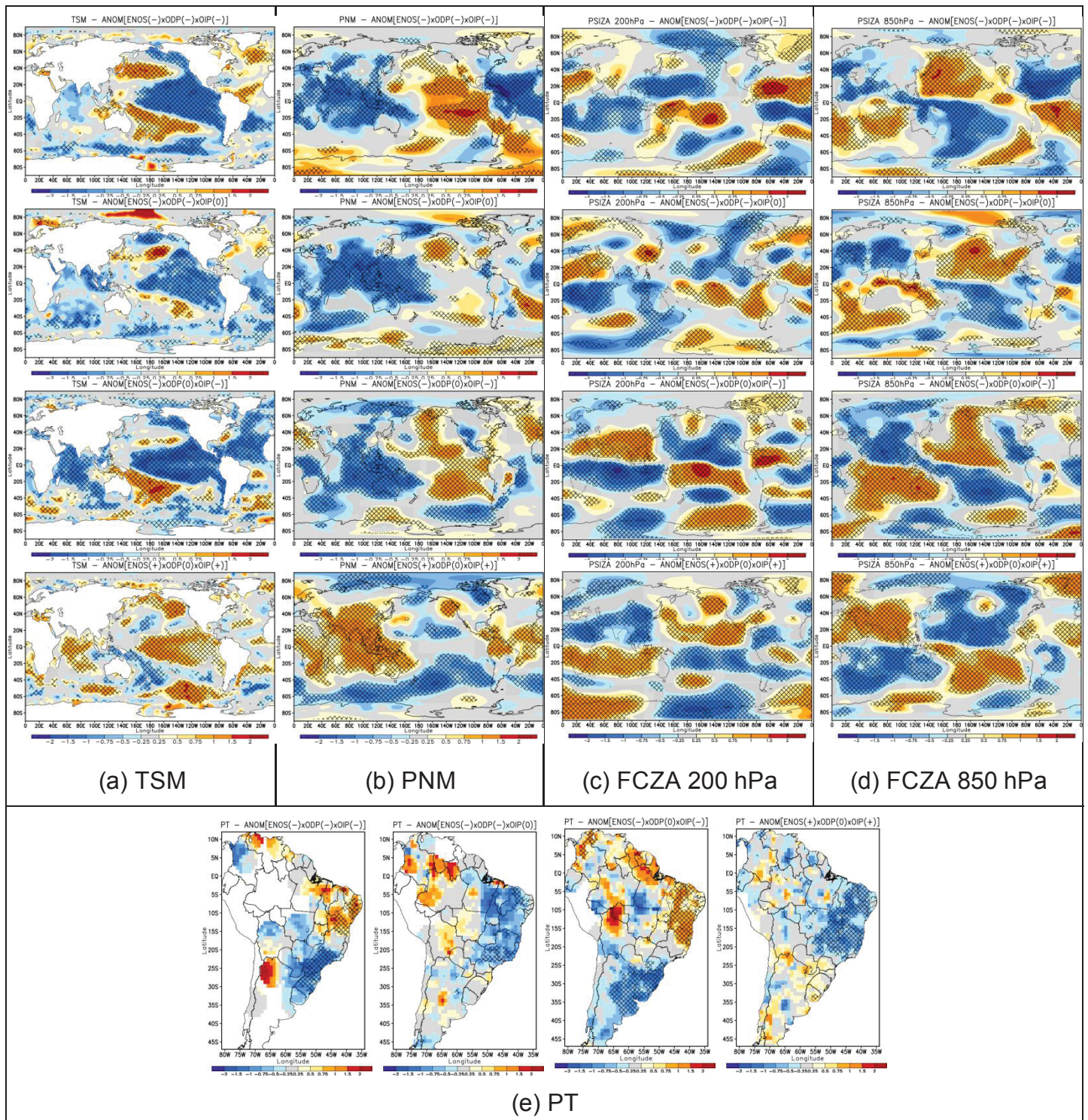


Figura 9.9: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando diferentes combinações dos modos do Oceano Pacífico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

No caso da ocorrência conjunta dos três modos, há redução dos impactos sobre a região tropical da AS e também no sudeste da AS. Este efeito pode ocorrer devido a atuação do Atlântico Norte vinculada a ocorrência da ODP quando isolada dos outros

modos, que produz anomalias de sinal contrário nestas regiões (Figura 9.4, e Figura 9.6-Figura 9.8).

Nas composições ANOM[ENOS(-)ODP(-)OIP(0)] o sinal de TSM no Atlântico Norte e no Pacífico é muito fraco. Com isso, também o sinal de PNM no Pacífico leste está enfraquecido, motivo pelo qual existem poucos efeitos significativos sobre a AS, com exceção da parte sul do Sudeste do Brasil.

Para o verão, as correlações parciais e as composições cruzadas com a separação dos modos são mostradas na Figura 9.10 e na Figura 9.11, respectivamente. Para esses painéis, não foi possível gerar composições cruzadas com ENOS e ODP em fase positiva com as demais em fase neutra, em razão de existirem menos de três anos com essa característica (ver Anexo 5 —).

Para ENOS, os padrões de TSM e PNM sobre o Oceano Pacífico exibem diferenças dos da primavera. A zona de baixa pressão, que na primavera se estende do equador até os extratropicais da AS, é menos presente dentro do continente, enquanto a zona de alta pressão adentra sobre o NEB (Figura 9.10b). O trem de ondas de Rossby que se propaga para a América do Sul na primavera, no verão se propaga apenas até os extratropicais do Pacífico (GRIMM, 2003).

Nos padrões de circulação, ENOS exhibe ciclones (anticiclones) ladeando o equador sobre a AS em baixos (altos) níveis (Figura 9.10c e d), o que inibe a convecção e reduz a precipitação nessa região. Assim como verificado na primavera, o anticiclone também fortalece os jatos de baixos níveis, causando o aumento de precipitação dos extratropicais, da mesma forma como registrado em análises anteriores (Figura 8.3; GRIMM, 2003).

Em comparação com a primavera, a ODP isolada perde o forte sinal negativo no Atlântico Norte, além de fortalecer-se no Pacífico equatorial leste. O sinal de baixa PNM no Oceano Pacífico Norte é reforçado e deslocado para nordeste e a alta no continente norte americano é deslocada (Figura 9.10b). O braço anômalo descendente da célula de Walker é deslocado para leste e diminui o gradiente anômalo meridional de pressão da primavera e menos circulação inter-hemisférica é direcionada para o centro-oeste da AS, sendo agora direcionado para o sul do Sudeste.

Na Figura 9.11 está disposta a composição cruzada de ENOS(0)xODP(0) xOIP(+), o único caso em que teve amostra suficiente. Embora as anomalias de precipitação concordem com os resultados da correlação parcial (Figura 9.10e), aspectos da circulação mostram diferenças. Essas diferenças devem-se ao relativamente baixo limiar para definição da fase positiva (0,5), porém a análise de sensibilidade não será demonstrada nesse caso.

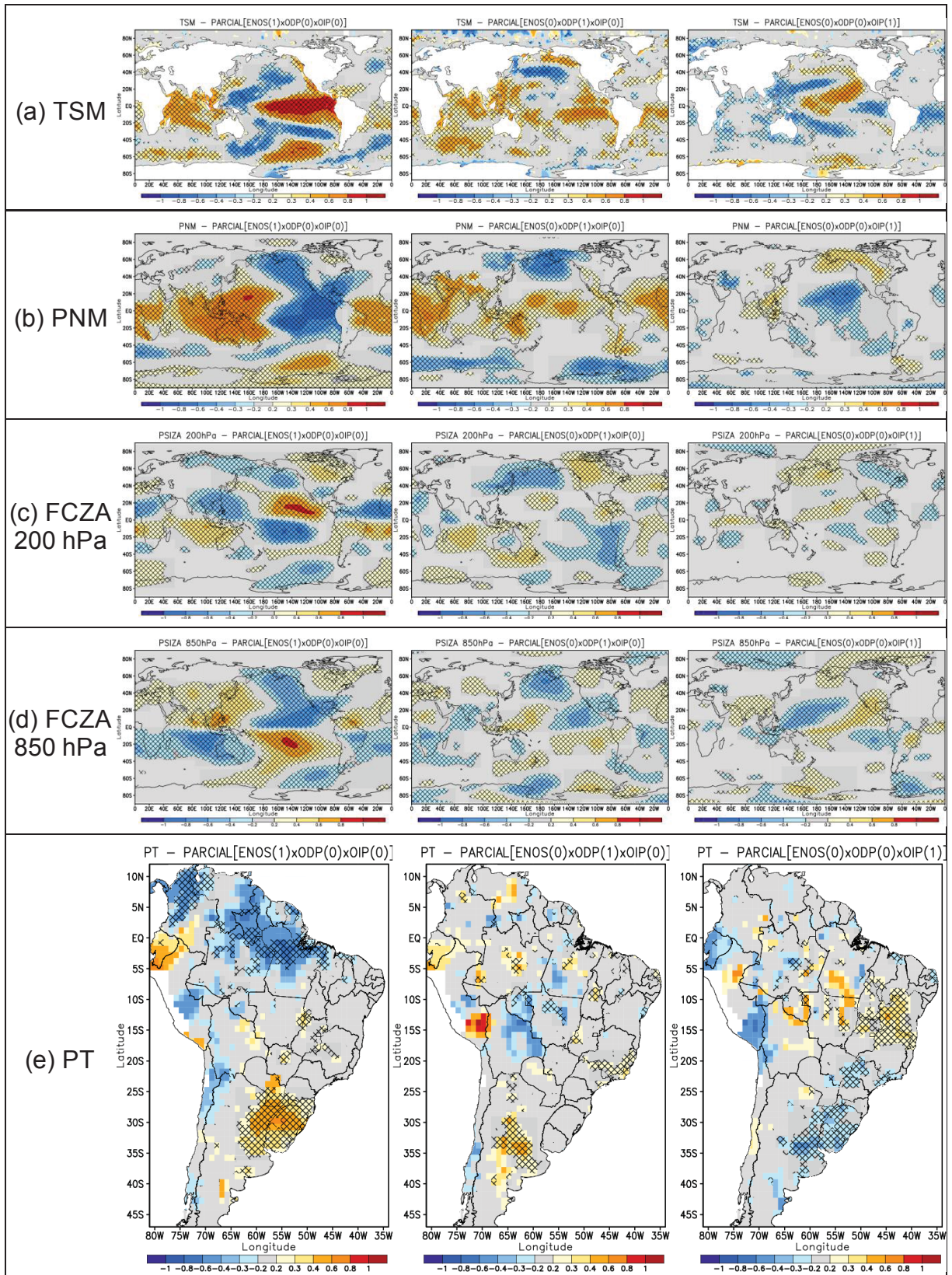


Figura 9.10: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6.

Condições isoladas da OIP no verão apresentam alteração de TSM em relação à primavera no Atlântico Norte, embora as anomalias no verão sejam quase nulas. A anomalia de PNM no leste da AS desaparece e se intensificam os sinais negativos de PNM sobre o centro-leste da AS (Figura 9.10b). A circulação ciclônica em altos níveis, que na primavera se estendia sobre toda a faixa tropical da AS, no verão se restringe à parte oeste, indicando ausência de subsidência. Em baixos níveis, o ciclone sobre o sudeste e o anticiclone ao sul da AS contribuem para direcionar a umidade para o centro-leste. Tal comportamento é coerente com a inversão de sinal de anomalia da precipitação sobre o centro-leste da AS da primavera para o verão (e, em menor intensidade, no sudeste da AS), reportada por Grimm et al. (2007), que tende a ocorrer quando as anomalias no centro-leste são significativas na primavera.

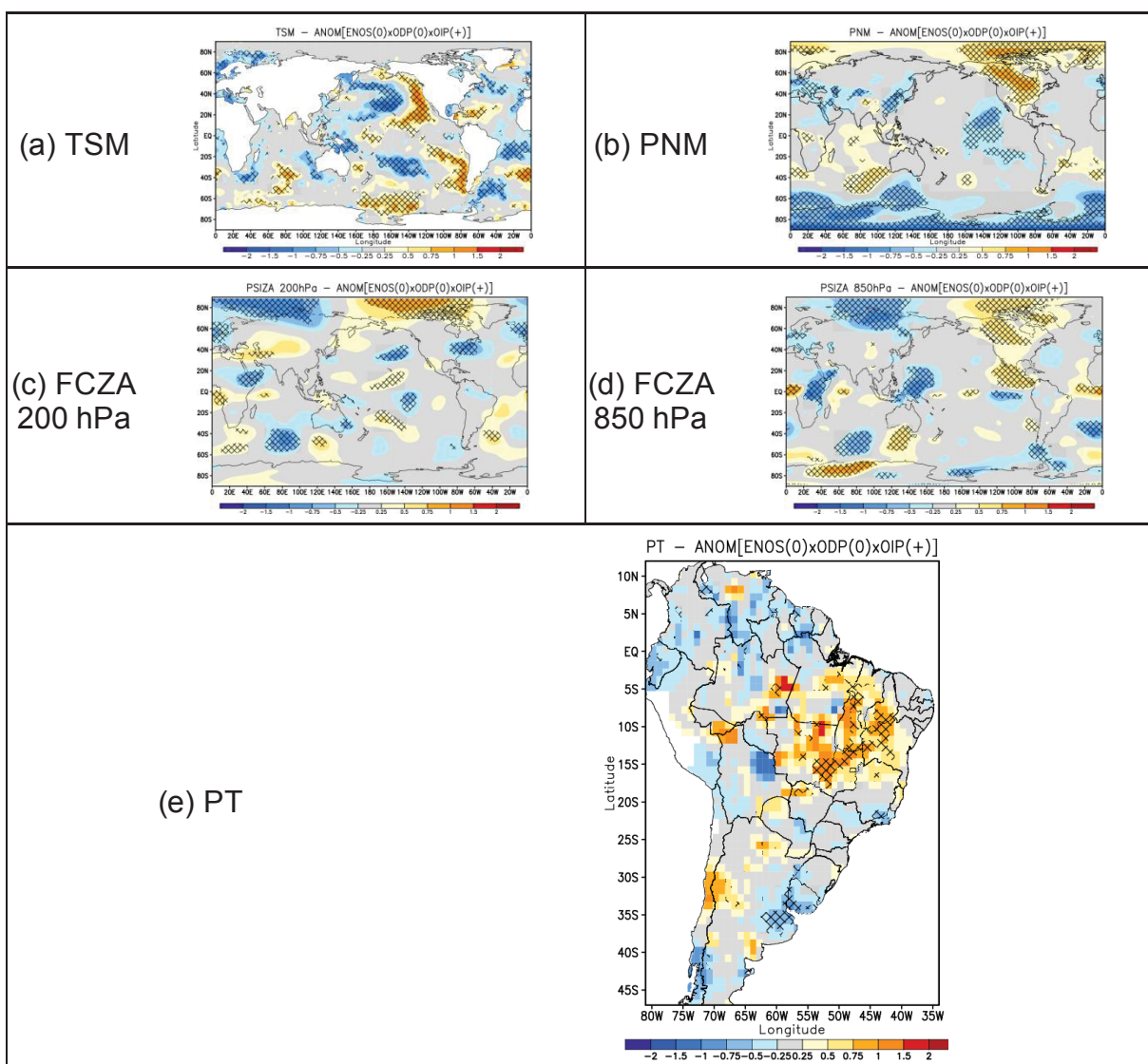


Figura 9.11: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modo OIP do Oceano Pacífico – Verão. A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

A Figura 9.12 trás algumas composições para diferentes combinações de fases dos modos do Pacífico com ocorrência conjunta.

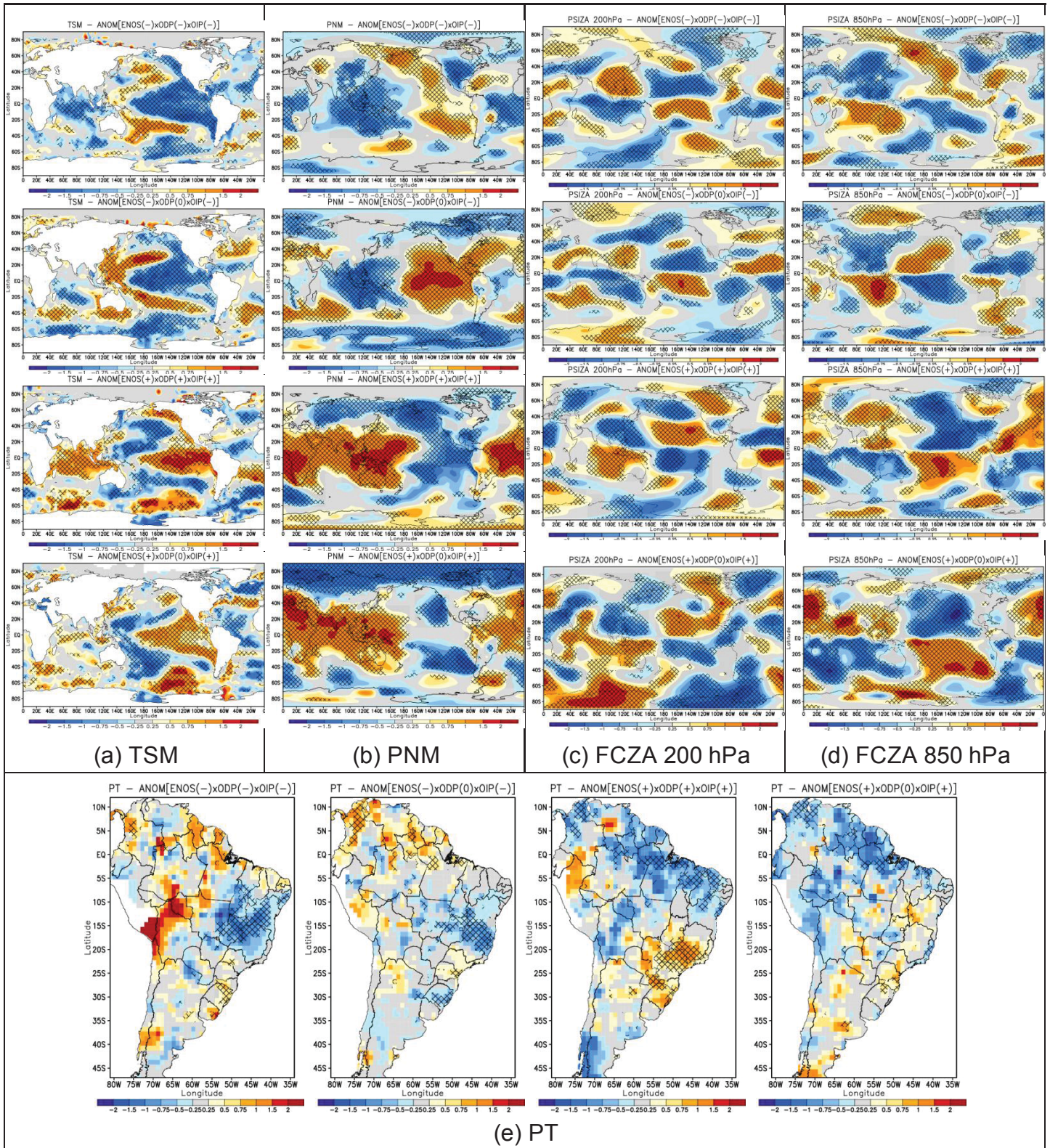


Figura 9.12: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando diferentes combinações dos modos do Oceano Pacífico – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

A composição dos três modos em fase negativa ou fase positiva mostra superposição razoável de efeitos individuais de cada modo (Figura 9.12), dados pela Figura 9.10. Contudo, observando as composições com e sem a ODP, nota-se bastante diferença nos impactos sobre a AS, maior do que é observado para ODP individualmente. Isto se deve provavelmente ao efeito acumulativo das anomalias de TSM no Pacífico leste, que são importantes na produção dos valores de TSM necessários para estimular anomalias de circulação e precipitação sobre a AS, principalmente no sudeste da AS. Ou seja, embora isoladamente não produza tanto efeito, a atuação da ODP, com o mesmo sinal dos demais modos, intensifica as anomalias.

9.2 RELAÇÃO ENTRE OS MODOS DO OCEANO ATLÂNTICO

A variabilidade da TSM do Oceano Atlântico é afetada por modos interanuais e interdecadais, como já visto. O diagnóstico da atuação separada desses modos é motivado pela conveniência de obter a magnitude do impacto de cada modo condicionada pelos demais.

Na Tabela 9.1 vê-se que os modos do Oceano Atlântico Norte possuem correlação alta e significativa em todas as estações. Durante o verão os modos ATN e OMA possuem o maior coeficiente de correlação (0,7319), já na primavera o valor é de 0,6780. Já na Figura 9.1 é estabelecida relação de dependência do modo ATS com os demais.

A separação entre os efeitos desses modos de TSM foi realizada por ambos os métodos (correlação parcial e composição cruzada), como se pode observar na Figura 9.13. Entretanto, nesse caso, as correlações parciais de ATS (ou ATN) com alguma variável (TSM, neste caso) sem a influência de ATN (ou ATS) são iguais às correlações totais entre ATS (ou ATN) e aquela variável, obtidas nos capítulos 6 e 7, tendo em vista que esses modos são ortogonais de uma mesma ACP. Contudo, estas correlações foram mostradas para comparação com as diferenças de composições cruzadas.

Além disso, na Figura 9.13, apesar de não serem observadas grandes diferenças na ocorrência isolada por correlação parcial do modo ATS, sem OMA ou sem ATN, nota-se interessante relação com o Pacífico e no Atlântico subtropical ocorrendo simultaneamente nas diferenças entre composições cruzadas na primavera e no verão.

Quando o modo de variabilidade do ATN ocorre sem OMA (Figura 9.13), os padrões de TSM são restritos à região tropical, com mudança de sinal na região subtropical (faixa entre 20-40°N) e novamente sinal positivo forte em 60°N. Na literatura, esse comportamento é referenciado como o Tripolo do Atlântico Norte.

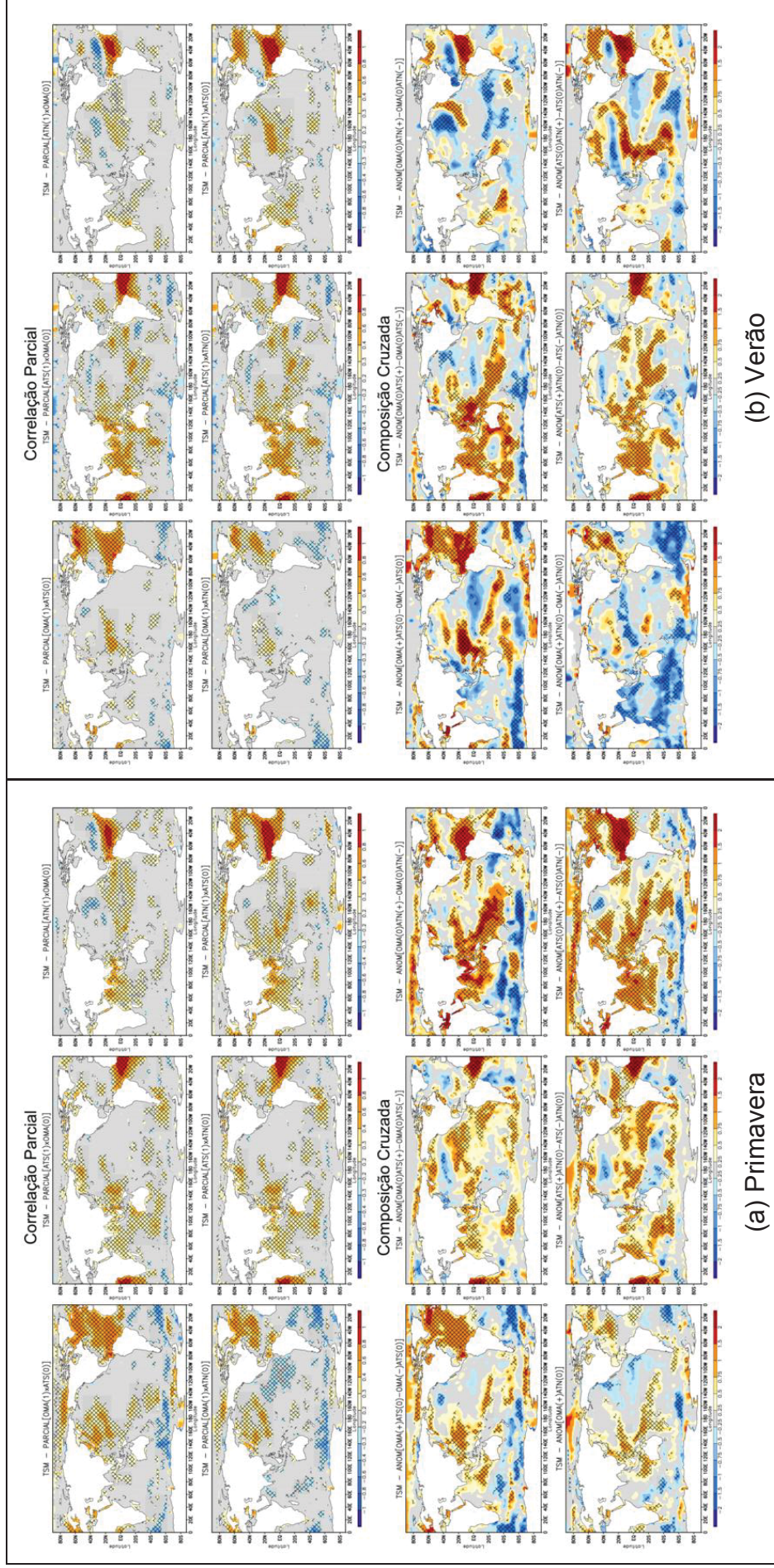


Figura 9.13: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para TSM usando os modos do Oceano Atlântico.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3.

*As correlações parciais do ATN com TSM sem o ATS e do ATS com TSM sem ATN são iguais às correlações totais destes modos com TSM, em razão dos modos serem ortogonais.

Já na ocorrência do modo interdecadal OMA, isolado do modo ATN, as correlações parciais e composições cruzadas (Figura 9.13) apresentam redução de magnitude em relação à média das anomalias para todos eventos OMA (Figura 12.1) e estão concentradas na faixa extratropical. Na primavera, a diferença na magnitude de anomalias se dá principalmente pelo fato de que está sendo representada $ANOM[OMA(+),ATN(0)]$ e não a diferença entre OMA(+) e OMA(-) sem a presença de ATN, como nos demais casos, porque para esse caso não foi possível obter a fase negativa.

Os padrões de precipitação associados a cada modo sem a presença de um dos outros são mostrados na Figura 9.14 para a primavera. Nota-se que quando a variabilidade de TSM ocorre sobre a região tropical (ou seja, casos com OMA sem retirar ATN e casos isolados de ATN e ATS), os sinais sobre a Amazônia são mais fortes e consistentes mesmo na presença do tripolo de anomalias do Atlântico Norte. Essas condições também favorecem anomalias de sinais opostos no centro-leste e sudeste do Brasil, enquanto o aquecimento do Atlântico Norte extratropical (OMA) aumenta a precipitação no Sul do Brasil.

Nos casos de aquecimento no Atlântico tropical Norte (ocorrência OMA sem retirar o ATN e do ATN), há diminuição de precipitação preferencialmente sobre o noroeste da Amazônia. Já nos casos aquecimento no Atlântico tropical Sul (ocorrência do ATS), há aumento de precipitação preferencialmente no leste da Amazônia.

Para o caso da ocorrência isolada do modo ATS, os padrões de correlação permanecem inalteráveis dos obtidos na Figura 7.1. Contudo, no caso das diferenças de composições do ATS para anos de ATN(0), a composição de anomalias não apresenta predominância de sinal sobre o norte do continente. Isso pode ser explicado pelo fato de existirem anomalias de TSM positivas significativas sobre a região do ATN, que indicam a presença da OMA nessa mesma combinação na Figura 9.13. Assim, recomenda-se a separação entre os três modos para sanar essas dúvidas.

No verão (Figura 9.15), nos casos de aquecimento no Atlântico tropical Norte (ocorrência de ATN e da OMA sem retirar o ATN), a diminuição de precipitação ocorre mais para o sul e mais fraca em relação à primavera, no noroeste da Amazônia, enquanto nos casos de aquecimento no Atlântico tropical Sul (ocorrência do ATS), há aumento de precipitação também mais para sul, preferencialmente no norte do NEB. Também nesta estação, mesmo com bastante semelhança qualitativa entre correlações parciais e composições cruzada, há por vezes discrepâncias devido a várias possíveis causas já citadas em situações anteriores. Contudo, a separação do modo ATS novamente é bastante similar com ambos os métodos, apresentando anomalias e correlação semelhantes a da Figura 7.2.

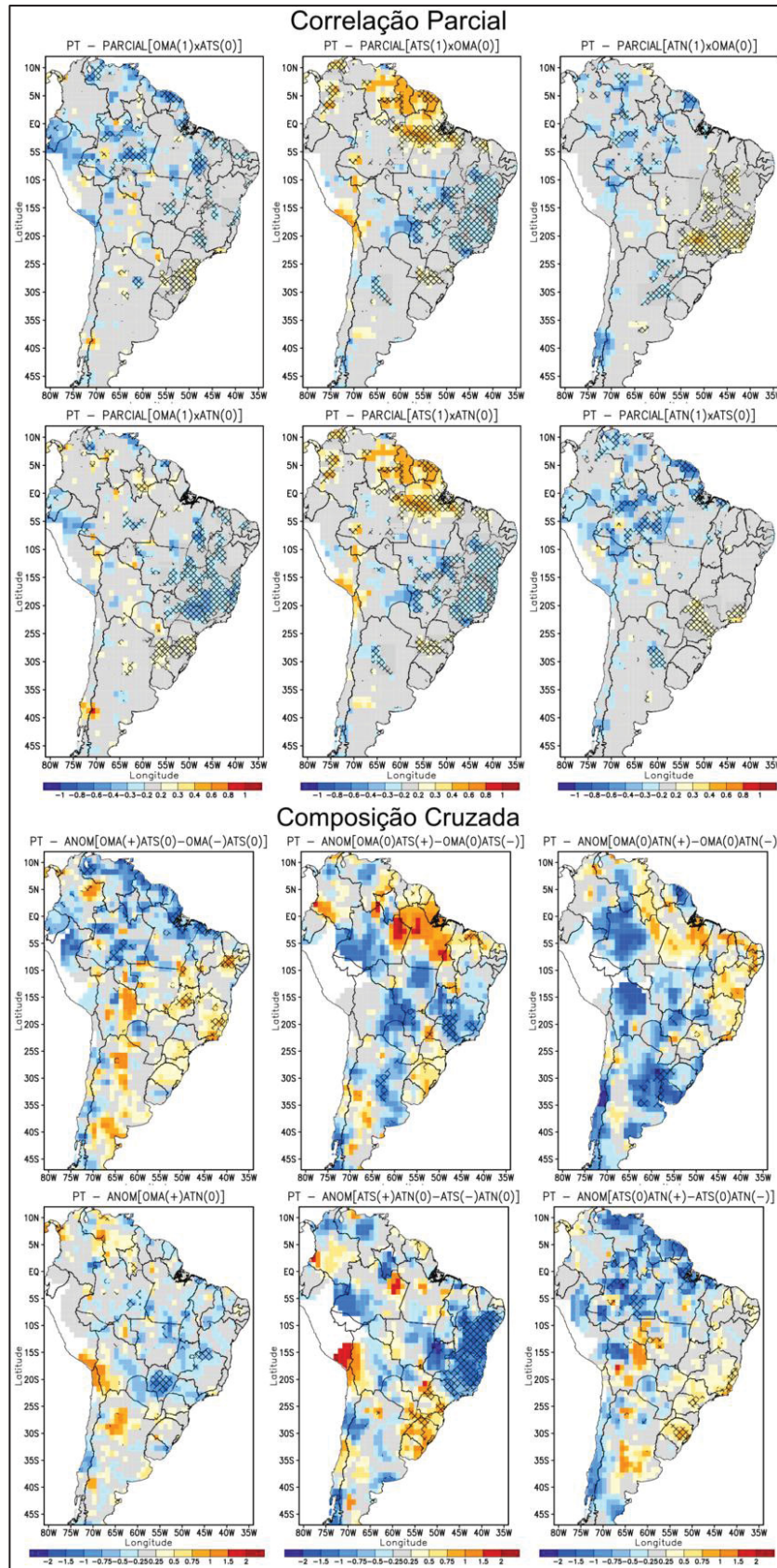


Figura 9.14: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos do Oceano Atlântico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3.

*As correlações parciais do ATN com TSM sem o ATS e do ATS com TSM sem ATN são iguais às correlações totais destes modos com TSM, em razão dos modos serem ortogonais.

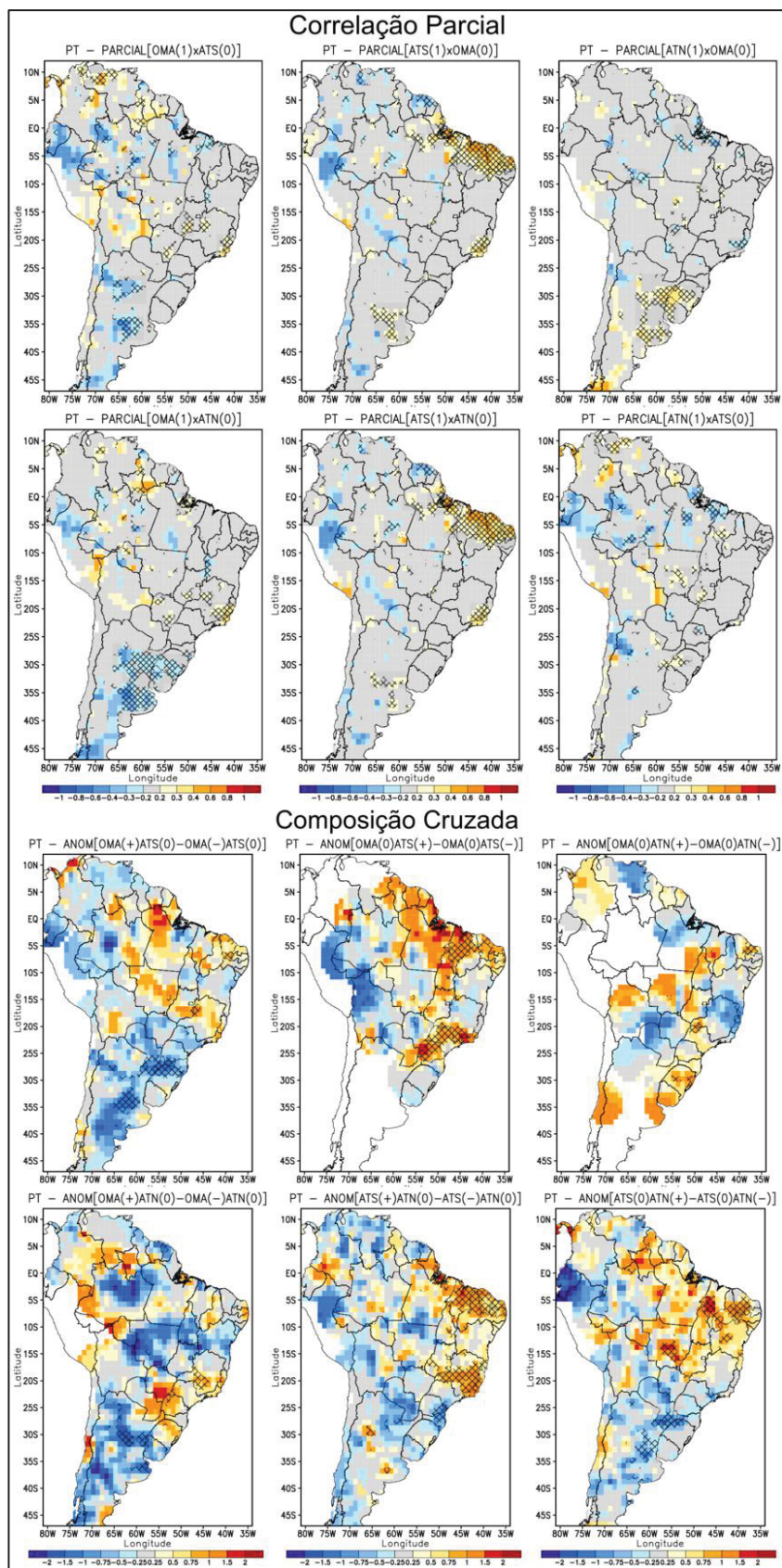


Figura 9.15: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos do Oceano Atlântico – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3.

*As correlações parciais do ATN com TSM sem o ATS e do ATS com TSM sem ATN são iguais às correlações totais destes modos com TSM, em razão dos modos serem ortogonais.

A Figura 9.16 mostra a separação simultânea dos efeitos dos modos do Atlântico, a partir da correlação parcial de segunda ordem na primavera. Como ambos os modos OMA e ATN tem anomalias de TSM no Atlântico tropical Norte, quando se isola a OMA, diminuem as anomalias nesta região, embora não desapareçam totalmente.

A parte à estas semelhanças, há várias diferenças entre os padrões isolados de OMA e ATN que podem influenciar a precipitação associadas a estes modos. Existem, por exemplo, anomalias de TSM de sinais contrários no Pacífico, no Atlântico Sul e no Índico. Enquanto OMA apresenta mais baixa PNM no Pacífico oeste, ATN apresenta mais alta PNM, na mesma região. No leste da AS predomina PNM mais alta (baixa) associada com OMA (ATN), o que é coerente com anticiclone (ciclone) sobre o sudeste do Brasil em baixos níveis e, portanto, menos (mais) chuva associada com OMA(+) (ATN(+)) na parte sul do centro-leste do Brasil. A presença de circulação ciclônica no sudoeste da AS é consistente com mais chuva no sudeste da AS (Figura 9.16). Além disso, a OMA está associada a sinais misturados de aumento e redução de precipitação no norte da AS, já ATN está associado à diminuição de chuva na região, principalmente no noroeste.

Assim, enquanto os efeitos médios de OMA em geral (sem isolar ATN e ATS na Figura 6.1 e Figura 7.1) mostram diferenças em relação ao modo OMA isolado (Figura 9.16), os efeitos de ATN isolado ou não mostram poucas diferenças (comparar imagens nas mesmas figuras).

Os efeitos do modo ATS não são significativamente alterados se for isolado de ATN e OMA (comparar Figura 6.1 e Figura 7.1 com Figura 9.16), o que é reflexo da baixa correlação entre esses modos. O aumento de chuva que produz no leste da Amazônia está associado com a diminuição de pressão ao sul do equador, favorecendo o deslocamento da ZCIT.

A Figura 9.17 mostra composições cruzadas para isolar os efeitos de cada modo do Atlântico em sua fase positiva. Apesar de haver semelhanças com as correlações parciais, há também visíveis diferenças. Algumas razões para sua ocorrência já foram citadas anteriormente e podem incluir: i) o limiar para identificação de uma fase positiva não é suficientemente alto para separar bem os sinais, o que justifica o fato de que nas composições cruzadas de precipitação há muitas anomalias não significativas; ii) as amostras de cada combinação podem ser pequenas ou pouco representativas, pois como visto na Figura 9.1 esses modos possuem bastante dependência. Inclusive, ocorrem apenas 3 anos com OMA(+) \times ATS(0) \times ATN(0) (ver Anexo 5 —).

Na Figura 9.18 foram dispostas algumas combinações das fases dos modos do Atlântico. A característica mais marcante é o enfraquecimento gerado pela atuação do ATS.

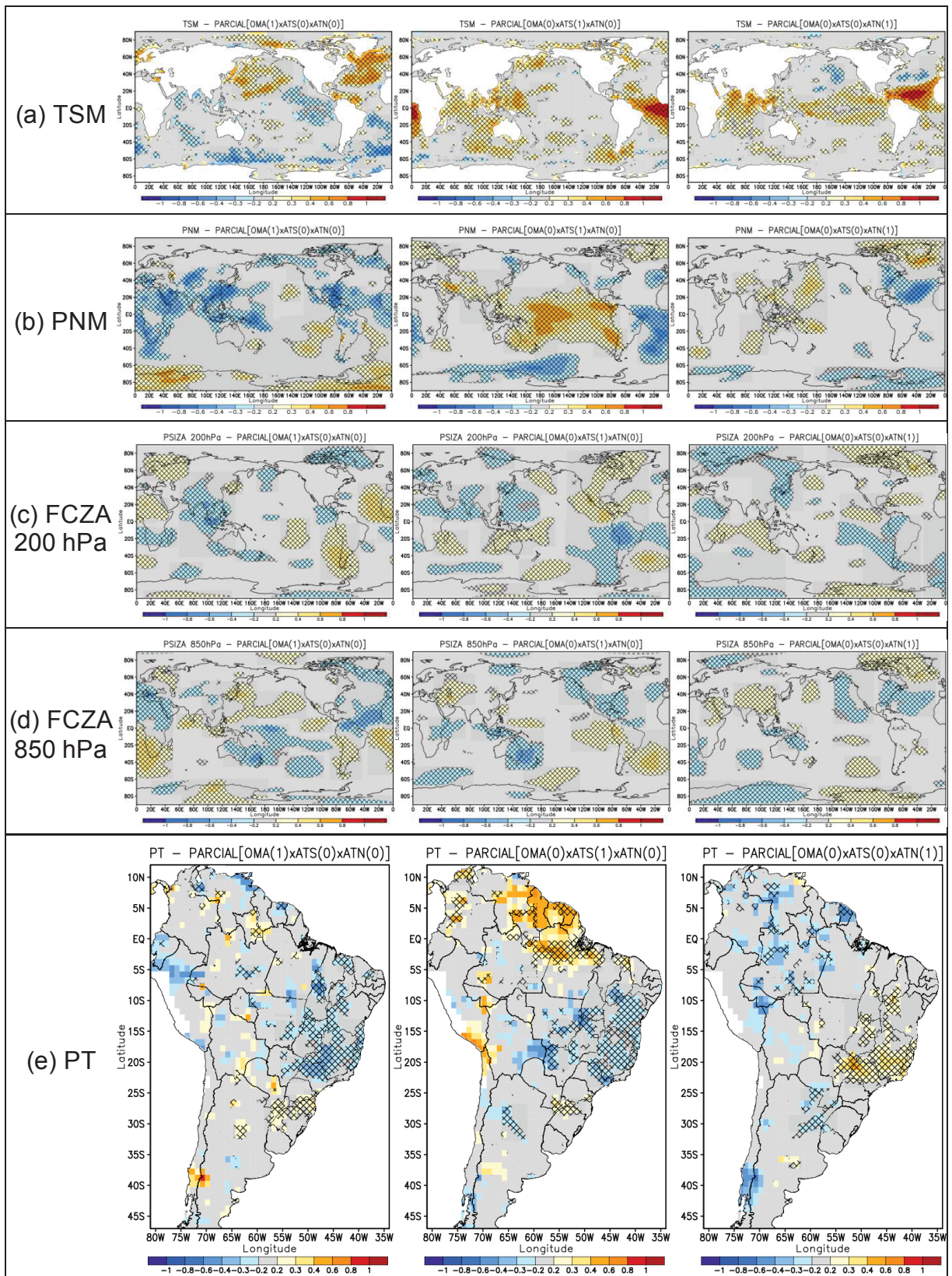


Figura 9.16: Campos de correlação parcial de segunda ordem de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA a 200 hPa e (d) a 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Atlântico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6.

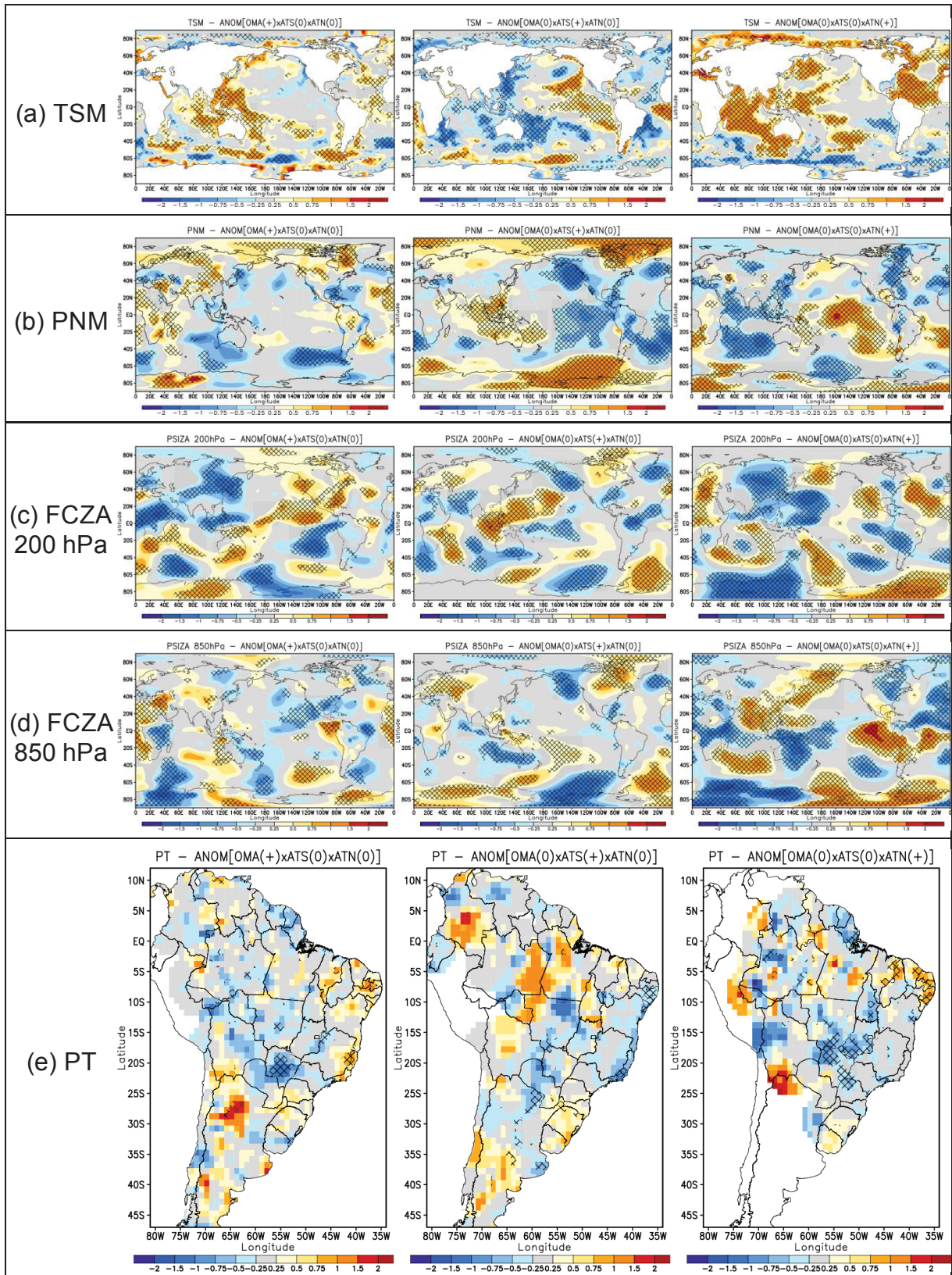


Figura 9.17: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Atlântico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

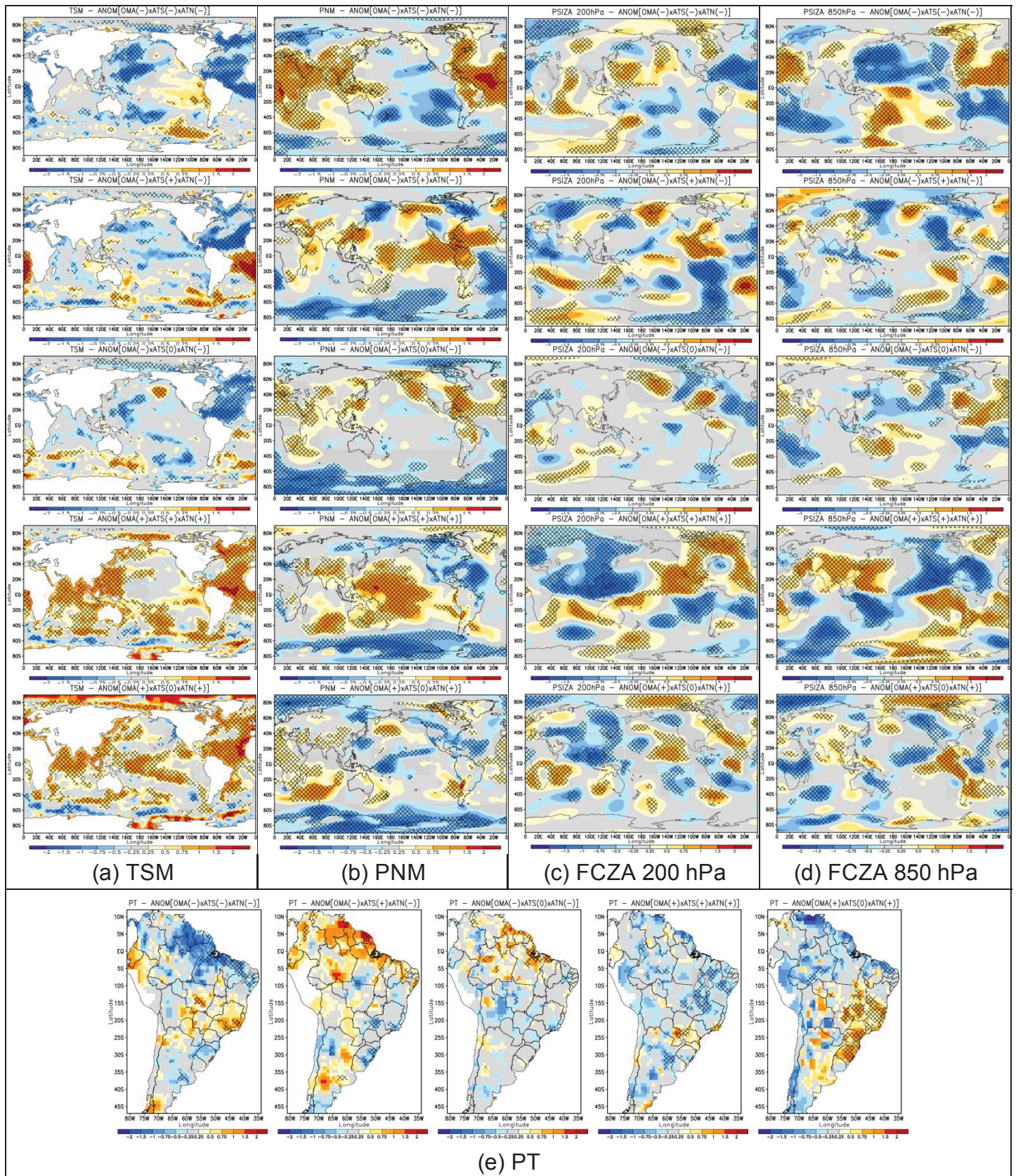


Figura 9.18: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Atlântico – Primavera. A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

Quando os três modos do Atlântico se encontram na fase negativa, há forte redução da precipitação no norte e nordeste da AS (Figura 9.18). Enquanto no extremo-oeste da região tropical predomina o aumento da precipitação, assim como no Centro e Sudeste do Brasil, com fraca diminuição no sudeste da AS.

Contudo, quando apenas ATS muda para fase positiva (OMA e ATN continuam na fase negativa), a situação muda drasticamente, invertendo o sinal da maior parte das anomalias de precipitação, com exceção do oeste da faixa tropical da AS (Figura 9.18). Também as principais anomalias de circulação sobre a AS são alteradas, de forma que as condições do ATS prevalece sobre os demais (comparar Figura 9.18 com a Figura 6.1 e a Figura 12.1). Portanto, a atuação do modo do ATS se sobrepõe à atuação dos demais modos.

Quando os três modos do Atlântico se encontram na fase positiva, o efeito de ATS não é predominante na região tropical. Neste caso, a anomalia de PNM no Atlântico tropical se desloca para o norte do equador assim como a ZCIT e há predominância de anomalias negativas de precipitação sobre toda a AS tropical. Somente nos subtropicais há mais chuva, enquanto nos extratropicais também há redução de precipitação. Nota-se também que a característica de redução (aumento) de precipitação sobre o centro-leste (sudeste) da AS nessa combinação é indicativo dos efeitos isolados sobrepostos da OMA e ATS indicados na Figura 9.16.

Já quando se remove o efeito de ATS [OMA(+),ATS(0),ATN(+)], aparecem anomalias de TSM no Pacífico, associadas com a maior TSM no Atlântico Norte, que produzem, juntamente com OMA(+) e ATN(+), anomalias de circulação que diminuem a chuva no norte da AS e a aumentam no centro-leste e sudeste da AS. O efeito oposto, com menor intensidade, acontece no caso de [OMA(-),ATS(0),ATN(-)].

Na Figura 9.19 são dispostas as correlações parciais de segunda ordem para o verão. Infelizmente para essa estação não há amostras com número de anos suficiente para fazer composições cruzadas que isolassem os três modos de variabilidade do Atlântico, para comparação com as correlações parciais.

No verão a correlação parcial com OMA sem ATN e ATS na Figura 9.19 não mostra anomalias de PNM no Atlântico tropical e indica poucas anomalias de circulação e precipitação sobre a AS, com exceção do sudeste da AS. Já o ATN produz forte anomalia de PNM no Atlântico tropical Norte, mas as anomalias de circulação atmosférica e precipitação também são fracas sobre a AS, com exceção do sudeste da AS. Em ambos os casos, há anomalias de TSM associadas no Pacífico leste, negativas junto com OMA(+) e positivas junto com ATN(+), provavelmente produzindo as anomalias de precipitação no sudeste da AS.

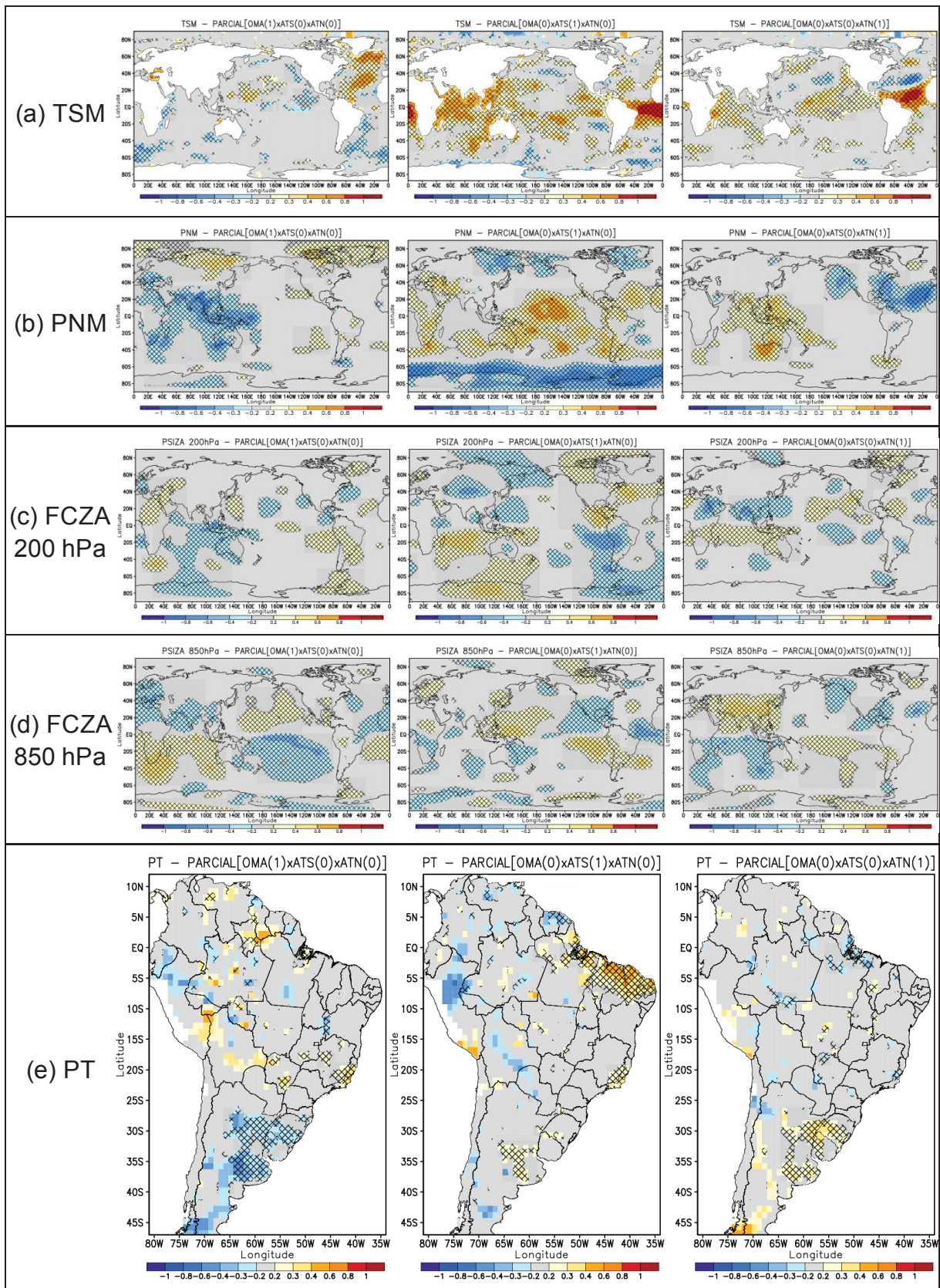


Figura 9.19: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Atlântico – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6.

Quanto à ATS, a correlação parcial confirma sua influência predominante sobre o nordeste da AS no verão, tendo em vista o decréscimo da PNM na região (Figura 9.19b e e). Não há outras anomalias notáveis, a não ser nos extratropicais ao sul, provavelmente também associadas às anomalias positivas de TSM no Pacífico tropical leste (Figura 9.19a).

É interessante notar que as anomalias de precipitação associadas aos três modos na primavera no centro-leste da AS (Figura 9.15) se enfraquecem e tendem a inverter o seu sinal no verão (Figura 9.19), o que está coerente com a relação entre primavera e verão nesta região, reportada por Grimm et al. (2007).

A Figura 9.20 mostra o efeito da combinação de diferentes fases dos modos do Atlântico no verão. A combinação dos três modos em fase negativa, embora com anomalias de TSM não muito diferentes das da primavera, produz anomalias de pressão e circulação bastante diferentes. As anomalias negativas de precipitação, que na primavera estavam no nordeste da AS (Figura 9.18), no verão são deslocadas para sudoeste, na região tropical (Figura 9.20).

A atuação do modo ATS continua sobrepondo-se aos demais, uma vez que a atuação desse modo exibe pouca mudança quando a influência dos outros modos é removida ou adicionada de sua atuação em ambas as estações. Ao mudar apenas a fase desse modo para a fase positiva (mantendo os outros dois na fase negativa) fortes mudanças são produzidas na circulação atmosférica e na precipitação, que aumenta no nordeste da AS. Já quando se retira a influência do ATS $OMA(-) \times ATS(0) \times ATN(-)$ as anomalias voltam a ser negativas no nordeste da AS e positivas no oeste da faixa tropical.

A ocorrência dos três modos em fase positiva também produz anomalias negativas de precipitação na faixa tropical da AS, pois leva a ZCIT para o norte do equador. Contudo, retirando a influência do ATS, a situação se altera e a faixa tropical tende a receber mais chuva, enquanto o sudeste da AS recebe menos. Tal distribuição pode ser devida também às anomalias de TSM associadas no Pacífico leste, que são negativas e podem gerar interferências e aumentar a precipitação.

A ocorrência de fases iguais entre os modos apresenta divergências entre os resultados. Quando ocorre fase positiva dos três modos não há impactos simétricos opostos dos campos globais na ocorrência da fase negativa dos três. Para a precipitação os sinais das anomalias são semelhantes em ambas as fases. Isso pode ocorrer devido a influências no Oceano Pacífico, onde são percebidas alterações na TSM, na PNM e, conseqüentemente, nas circulações atmosféricas. Por essa razão se considera isolar os modos do Oceano Atlântico e Pacífico que será a discussão abordada na próxima seção.

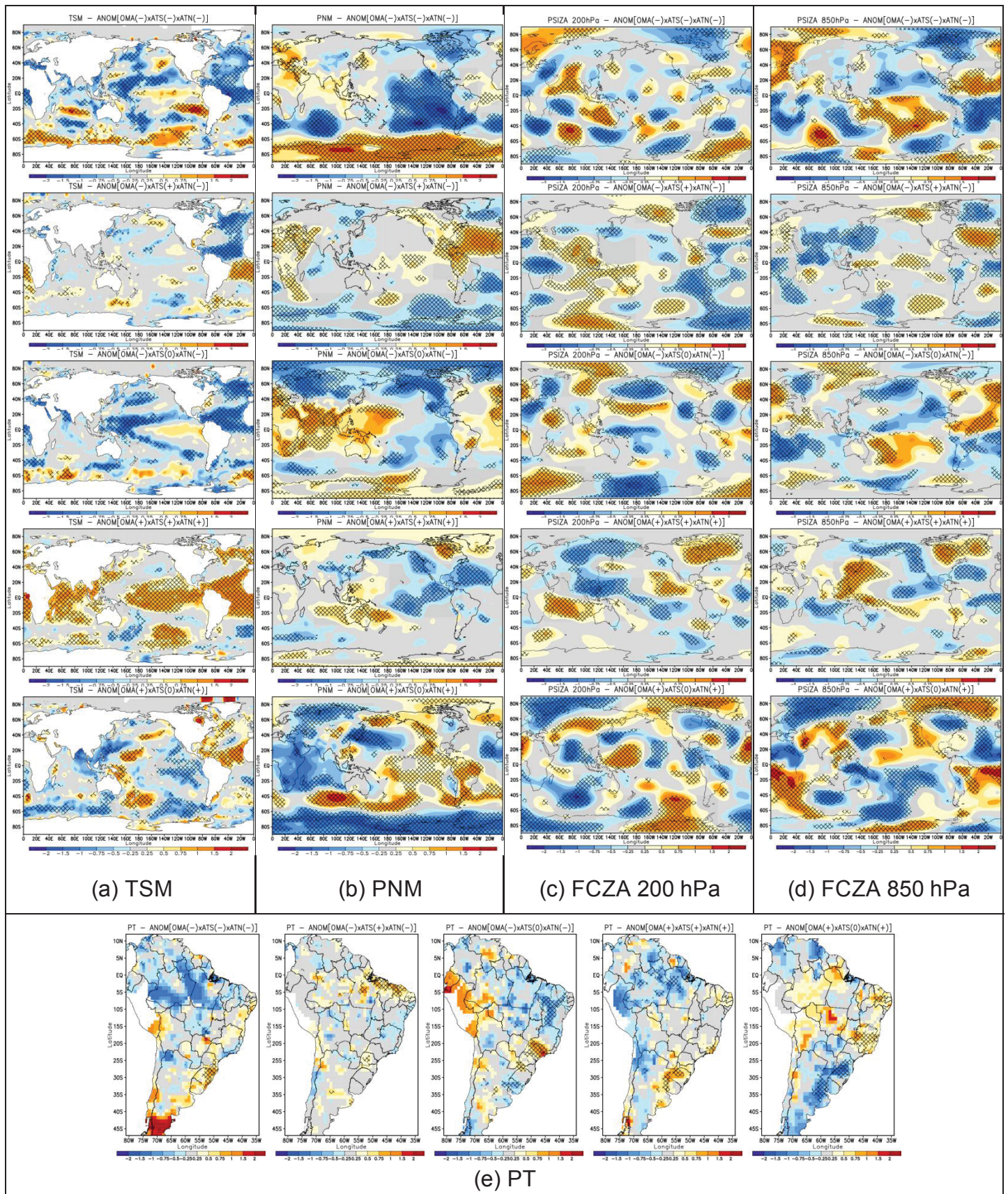


Figura 9.20: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Atlântico – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

9.3 RELAÇÃO ENTRE OS MODOS DO OCEANO PACÍFICO E ATLÂNTICO

De acordo com diferentes estudos, existe relação entre os impactos de modos de variabilidade de TSM no Oceano Pacífico e no Oceano Atlântico. Tal conexão é citada na literatura como o gradiente interbacias e produz efeitos sobre a AS (ARAÚJO et al., 2013).

A relação é muito importante e já foi mencionada anteriormente pela presença de resquícios sobre um oceano ao isolarmos os modos do outro. A principal evidência dessa relação durante a primavera é o coeficiente de correlação entre as séries temporais de ODP e OMA (-0,54). Além disso, na Tabela 9.1 temos a relação entre os modos ATS e ODP, que exibem coeficientes de correlação significativos durante a primavera e o verão.

Em contraste, a correlação de OIP e ENOS com a OMA é muito pequena (ver coeficientes no Anexo 4 —). Inclusive, como os modos OIP e OMA são ortogonais, a correlação entre eles é igual a zero, o que faz com que as correlações parciais da OIP com variáveis removendo a influência da OMA seja igual às correlações totais da OIP sem remover a influência da OMA (e vice-versa). Entretanto, como vimos na Figura 9.1, existem poucos anos com a ocorrência isolada desses modos na primavera e o efeito de combinações das fases dos modos pode gerar alterações nos padrões de variabilidade associados. Assim, até mesmo as correlações parciais entre esses modos foram mostradas para comparação com as diferenças de composições cruzadas.

As principais distinções entre as anomalias de TSM associadas aos modos podem ser notadas nos painéis da Figura 9.21 para a primavera (a) e para o verão (b). Nesses painéis, além de correlações parciais de primeira ordem, são mostradas as diferenças entre composições cruzadas para fases positivas e negativas de um modo sem a influência de outro (fase neutra deste outro). No entanto, para algumas destas composições cruzadas foram obtidos poucos anos, o que permitiu apenas a exibição das composições para uma certa fase (e não a diferença), como para OMA(0)ODP(-) e OMA(0)OIP(+) na primavera, e ENOS(-)OMA(0) e OMA(0)ODP(-) no verão (verificar anos no Anexo 5 —). Nestes casos, os sinais são mais fracos e tem menores áreas com significância.

No geral, a distribuição de anomalias de TSM obtida com as diferenças entre composições cruzadas é bastante semelhante à da correlação. A maior discrepância ocorre para as condições de OIP e ODP isoladas da OMA na primavera, quando não houve amostra suficiente para obter a diferença. Além disso, os padrões de TSM apresentados na Figura 9.21 reafirmam a correlação entre os modos ODP e OMA na primavera. Quando se retira o sinal da OMA da ODP aparecem sinais bem mais fracos de TSM no Atlântico Norte em relação ao padrão de TSM da ODP sem retirar a influência de outros modos (Figura 6.1).

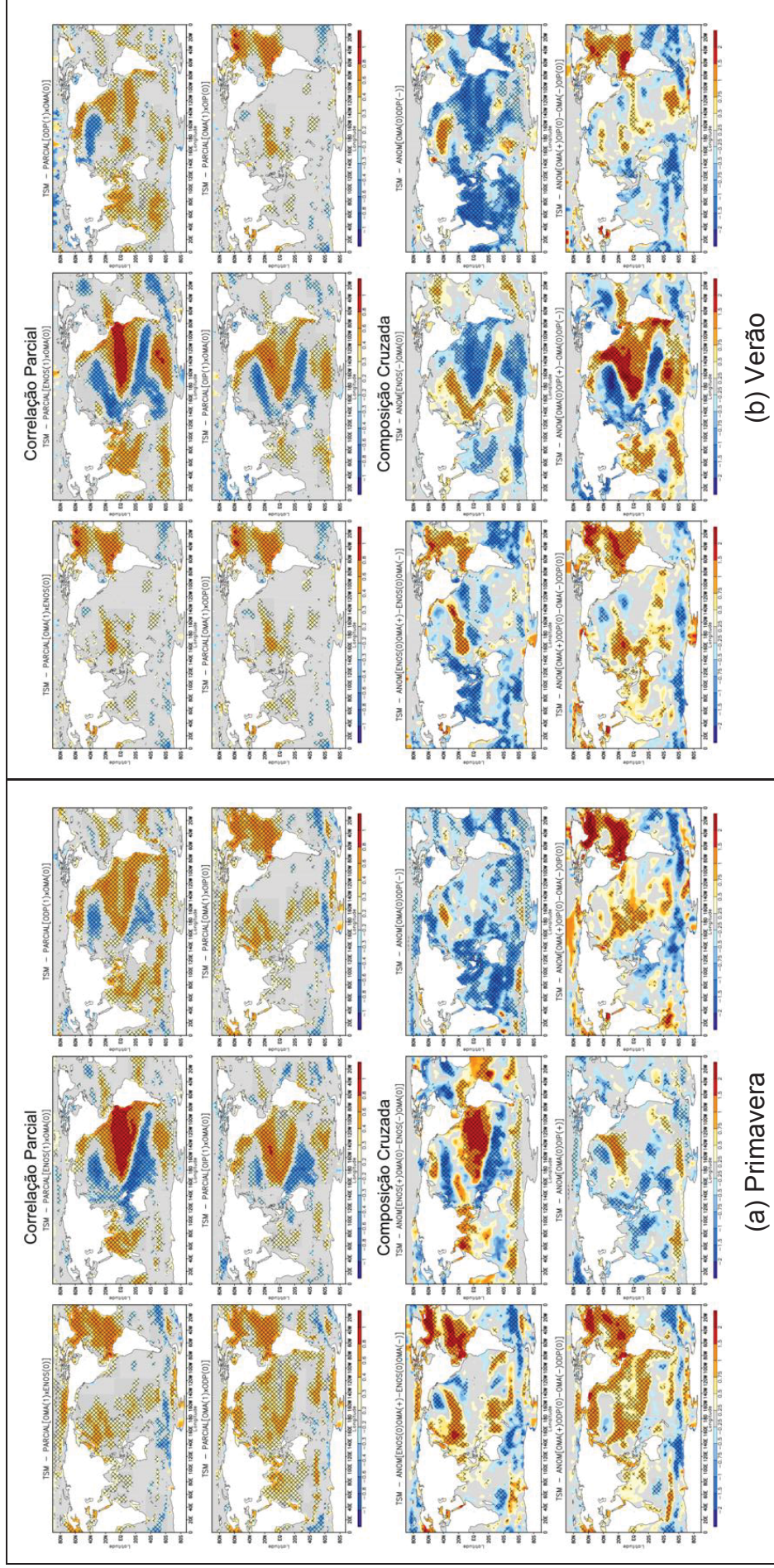


Figura 9.21: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para TSM usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3.

*As correlações parciais da OMA com TSM sem a OIP e da OIP com TSM sem OMA são iguais às correlações totais destes modos com TSM, em razão dos modos serem ortogonais.

Os padrões de TSM mostrados para OMA diferem para o verão e a primavera, assim como eram distintos na determinação do modo na Figura 5.4. Ocorre descontinuidade do sinal positivo na costa leste norte-americana durante o verão, enquanto na primavera o aquecimento é homogêneo por quase todo o Atlântico. Porém, no geral, há pouca diferença na magnitude entre as anomalias do Atlântico tropical e extratropical.

As mesmas relações usadas para a TSM na Figura 9.21 são usadas envolvendo a precipitação total na Figura 9.22 para a primavera. Nessa figura, como na Figura 9.21, as maiores diferenças entre os padrões de correlações parciais e composições cruzadas ocorrem para ODP e OIP sem a presença de OMA, por falta de amostra para fazer a diferença entre anomalias para fases positivas e negativas.

Considerando a separação realizada pela correlação parcial, a redução de precipitação no NEB ocorre para fases positivas em todas as combinações exploradas, porém ocorre com menor intensidade para OMA sem a interferência de ENOS e OIP (análogo ao resultado com apenas OMA na Figura 7.1).

Quando a TSM no Atlântico Norte aumenta, representando a fase positiva da OMA, as anomalias de precipitação sobre o Sul do Brasil são predominantemente positivas. Além disso, a ocorrência da ODP isolada da OMA gera aumento de precipitação sobre o Sul e Sudeste do Brasil, diferente do verificado na Figura 9.4 e na Figura 9.6, quando o aumento era só no Sudeste e a precipitação era reduzida no Sul.

Durante o verão (Figura 9.23), analisando as correlações parciais em comparação com a primavera (Figura 9.22), nota-se novamente tendência à inversão de sinal das anomalias de precipitação no centro-leste do Brasil da primavera para o verão e a diminuição no Sul do Brasil ou até sua inversão, de acordo com Grimm et al. (2007). Nessa figura, como na Figura 9.21 para a TSM, as maiores diferenças entre os padrões de correlações parciais e composições cruzadas ocorrem para ENOS e ODP sem a presença de OMA, por falta de amostra para fazer a diferença entre anomalias para fases positivas e negativas.

Quando ENOS ocorre sem a interferência da OMA no verão, pouco é alterado no padrão de impacto que ele tem sem a retirada da influência de outros modos (comparar Figura 9.23 e Figura 7.2). Por outro lado, assim como na primavera, a ODP possui um aumento nos impactos sobre a AS quando ocorre sem a interferência da OMA. Porém, isso pode ocorrer pela ocorrência de outro modo sobre o Pacífico, o que estimula a obtenção da separação simultânea desses modos.

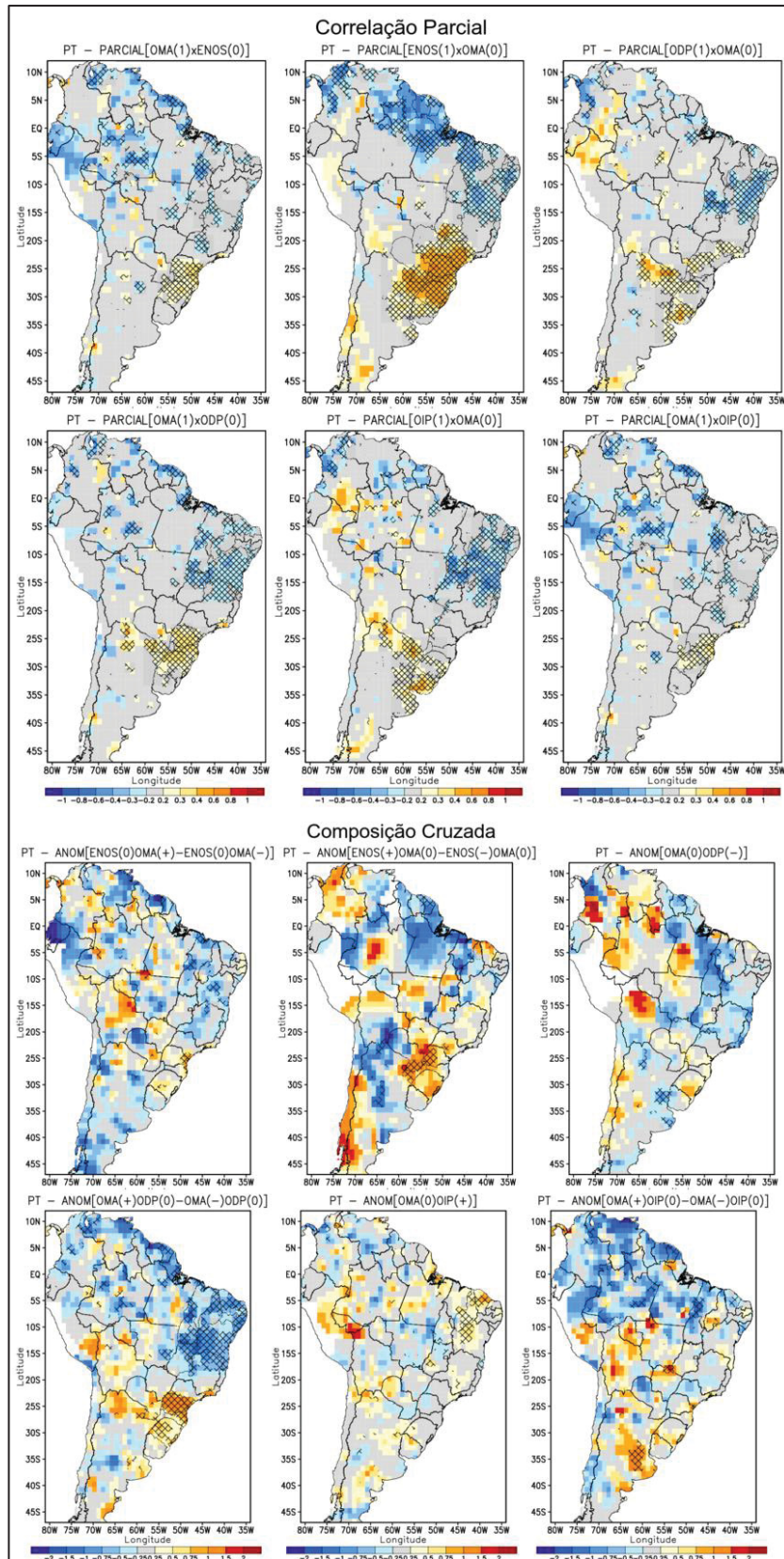


Figura 9.22: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3.

*As correlações parciais da OMA com TSM sem a OIP e da OIP com TSM sem OMA são iguais às correlações totais destes modos com TSM, em razão dos modos serem ortogonais.

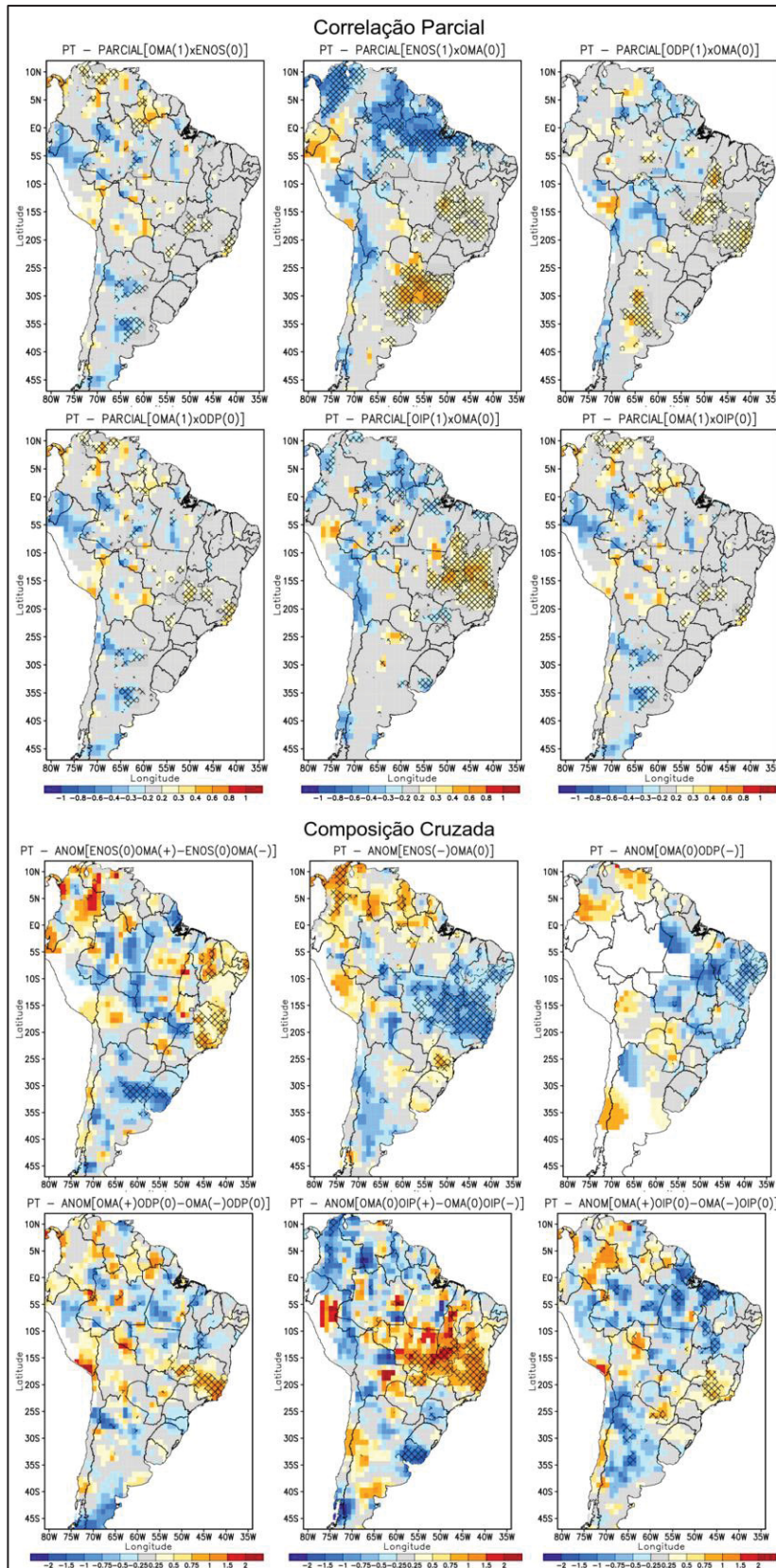


Figura 9.23: Campos de correlações parciais e diferenças entre composições cruzadas para precipitação (PT), usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.3.

*As correlações parciais da OMA com TSM sem a OIP e da OIP com TSM sem OMA são iguais às correlações totais destes modos com TSM, em razão dos modos serem ortogonais.

A correlação parcial de segunda ordem pode dar maior base no isolamento de efeitos de modos individuais. Para a primavera, a correlação parcial de segunda ordem (Figura 9.24) representa a separação entre os modos de forma mais ordenada do que a composição cruzada de anomalias (Figura 9.25) e também com todas as combinações possíveis, tendo em vista que a eficiência do segundo método depende da análise de sensibilidade do limiar para fases positivas e negativas, além do tamanho das amostras.

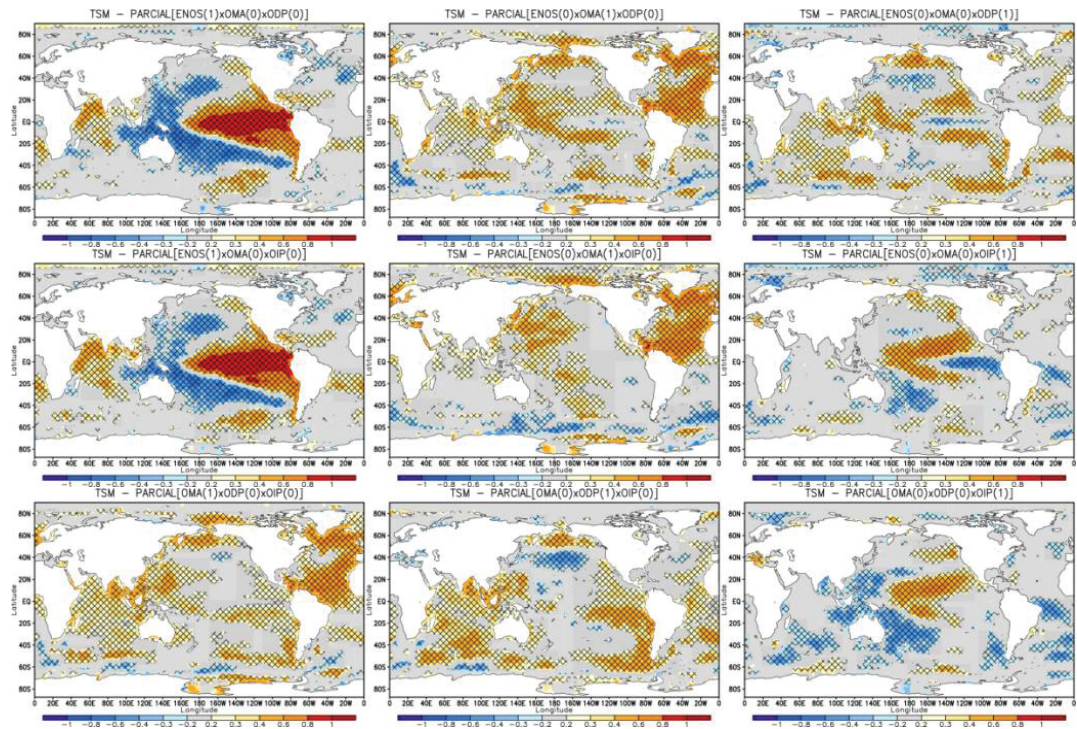
Existe pouca distinção entre $PARCIAL[ENOS(1) \times OMA(0) \times ODP(0)]$ e $PARCIAL[ENOS(1) \times OMA(0) \times OIP(0)]$ (Figura 9.24) nas variáveis globais analisadas, ou seja, TSM, PNM e até mesmo na FCZA. Para a TSM e precipitação os padrões são bem semelhantes aos obtidos retirando somente OMA, OIP e ODP, como pode ser visto na Figura 9.21 e na Figura 9.22. Por essa razão, a precipitação também não possui grandes distinções, sendo maior no centro do Brasil, localidade próxima ao Estado de Goiás. Talvez a razão da pequena diferença seja a ligação entre ODP e OMA nessa estação, diferentemente da OIP.

Na Figura 9.24, ao realizar a separação entre os três modos interdecadais simultaneamente – OMA, ODP e OIP – se verificam variações nos padrões representados para a ocorrência isolada da OIP. Nesse caso, a TSM sobre o Pacífico Equatorial Leste deixa de ter correlação negativa, provocando variações mais intensas na atmosfera. A correlação negativa com a PNM, por exemplo, se estabelece sobre uma região maior, que inclusive chega a adentrar o continente sul-americano. Esse efeito, aliado a modulações de FCZA em altos e baixos níveis é mais similar às características de atuação do ENOS nessa estação (Figura 6.1).

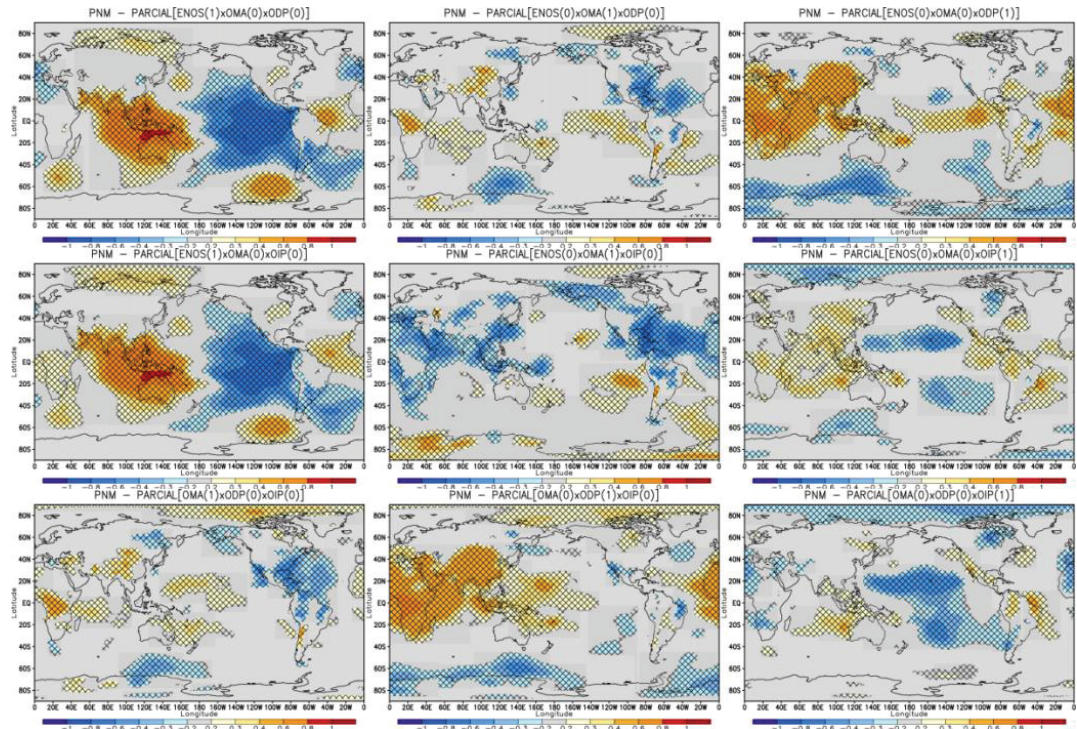
A obtenção da correlação parcial de segunda ordem para a OIP na Figura 9.24 reforça a hipótese de que ele também possui aspectos de ENOS. Ou seja, o aquecimento do Pacífico Central e Leste interferem sobre a precipitação no centro-leste brasileiro. Inclusive, nas composições cruzadas (Figura 9.25), a TSM no Pacífico Equatorial apresenta pouca diferença entre $ANOM[ENOS(0) \times OMA(0) \times OIP(+)]$ e $ANOM[OMA(0) \times ODP(0) \times OIP(+)]$, o que gera pouca diferença entre os padrões de precipitação.

A relação entre OMA e os demais modos do Pacífico indicam que estes são bastante importantes para a atuação da OMA durante a primavera. Isso porque retirando a influência de ENOS produz efeitos mais fortes do que retirando a influência da ODP (Figura 9.24, para $OMA(1) \times ODP(0) \times OIP(0)$ e para $ENOS(0) \times OMA(1) \times OIP(0)$).

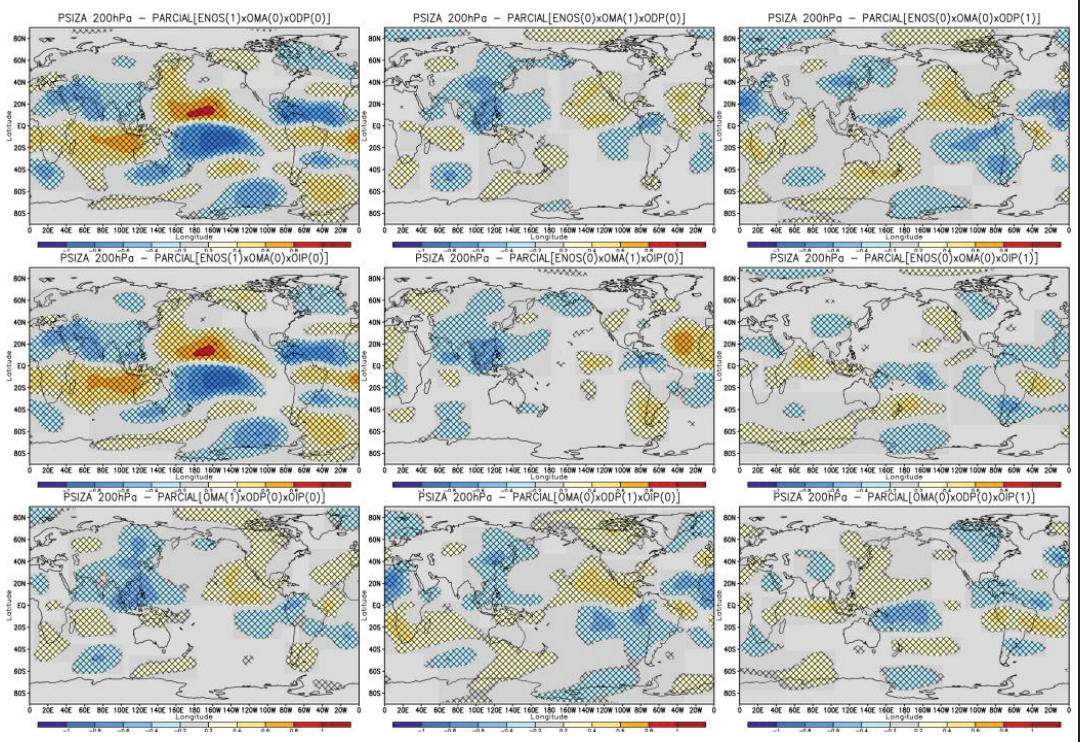
(a) TSM



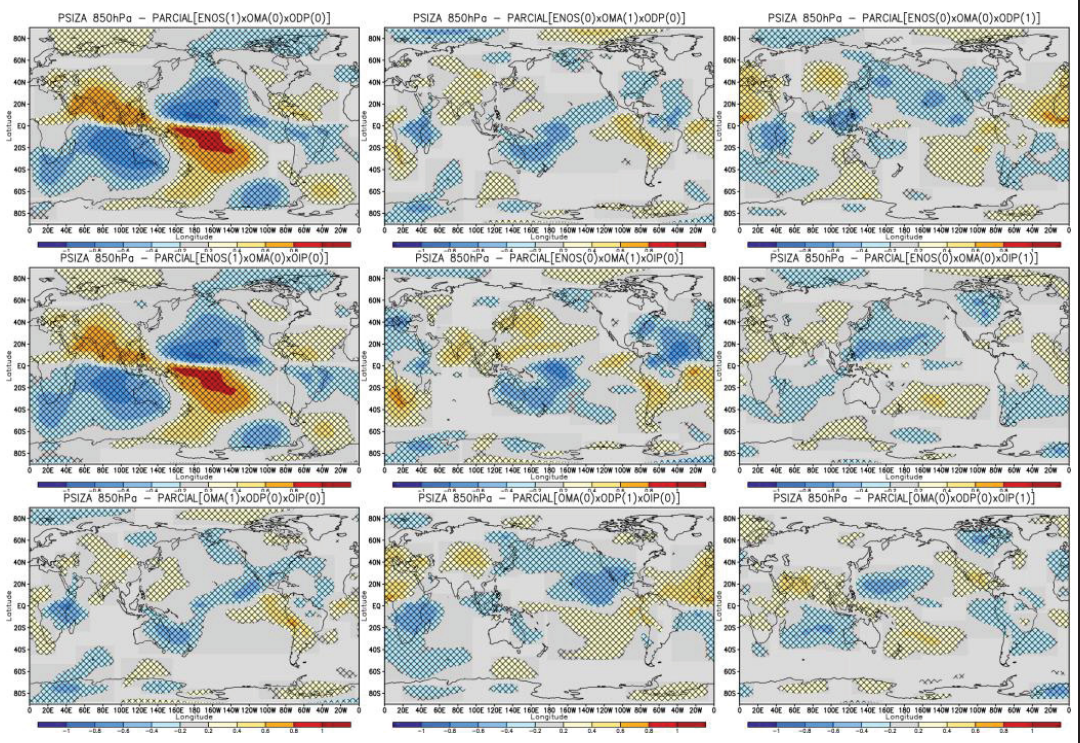
(b) PNM



(c) FCZA
200 hPa



(d) FCZA
850 hPa



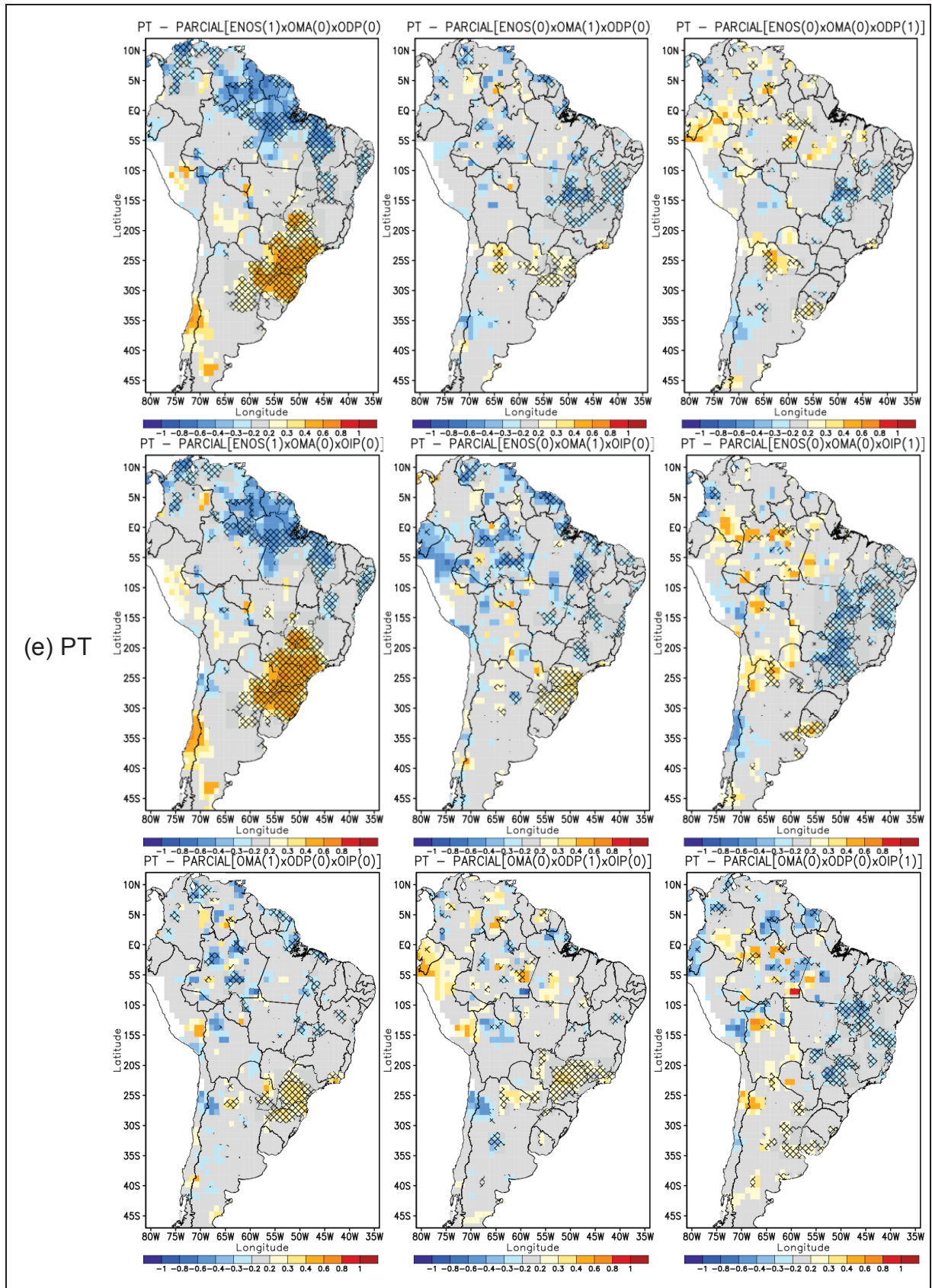


Figura 9.24: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Primavera.
A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6.

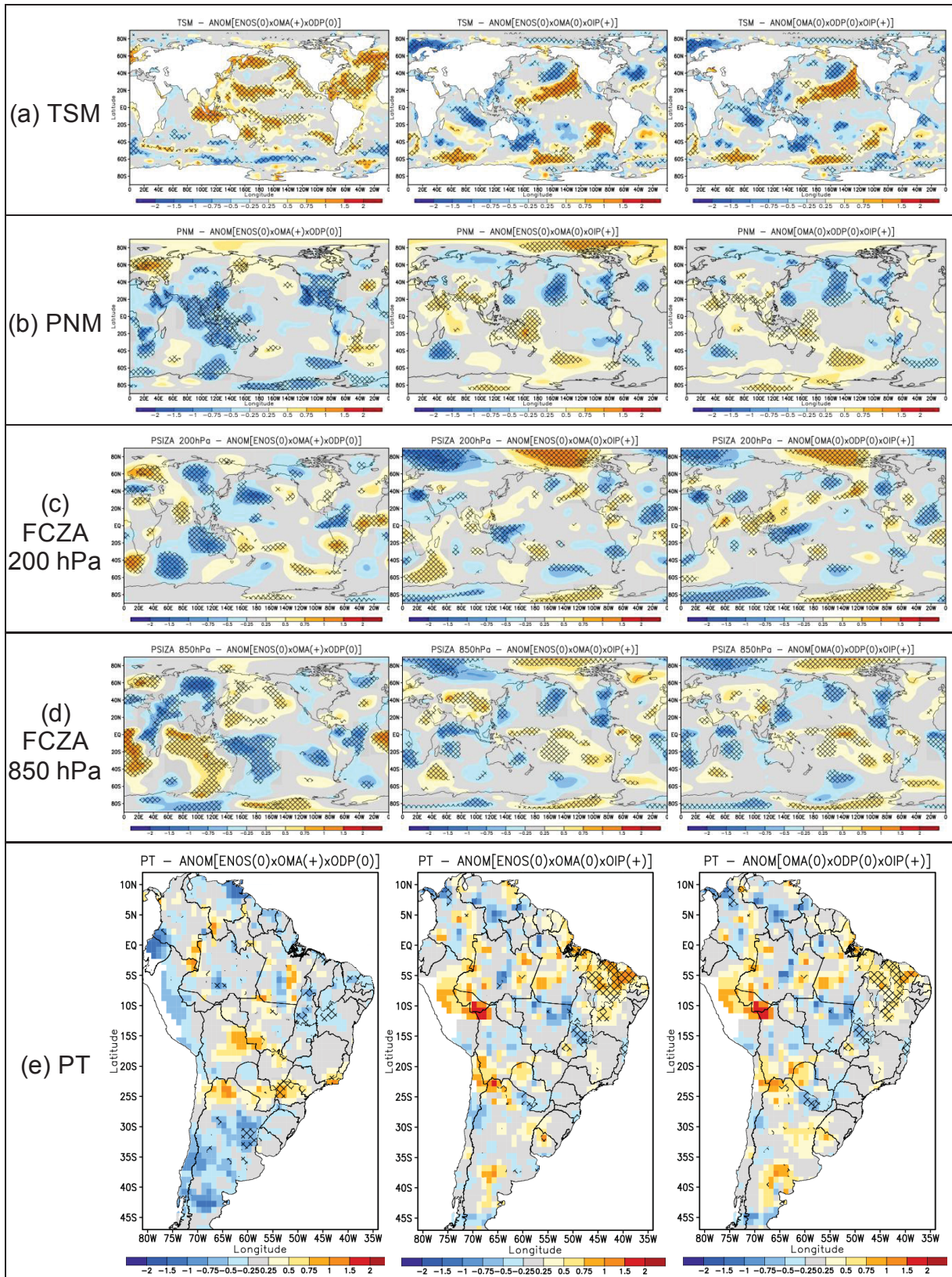


Figura 9.25: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

O padrões de TSM e de circulação atmosférica também são mais fortes retirando de OMA a influência de ENOS do que retirando a influência da ODP. Isto é resultado do fato de que a correlação entre OMA e ENOS é muito fraca, enquanto entre OMA e ODP é forte e negativa.

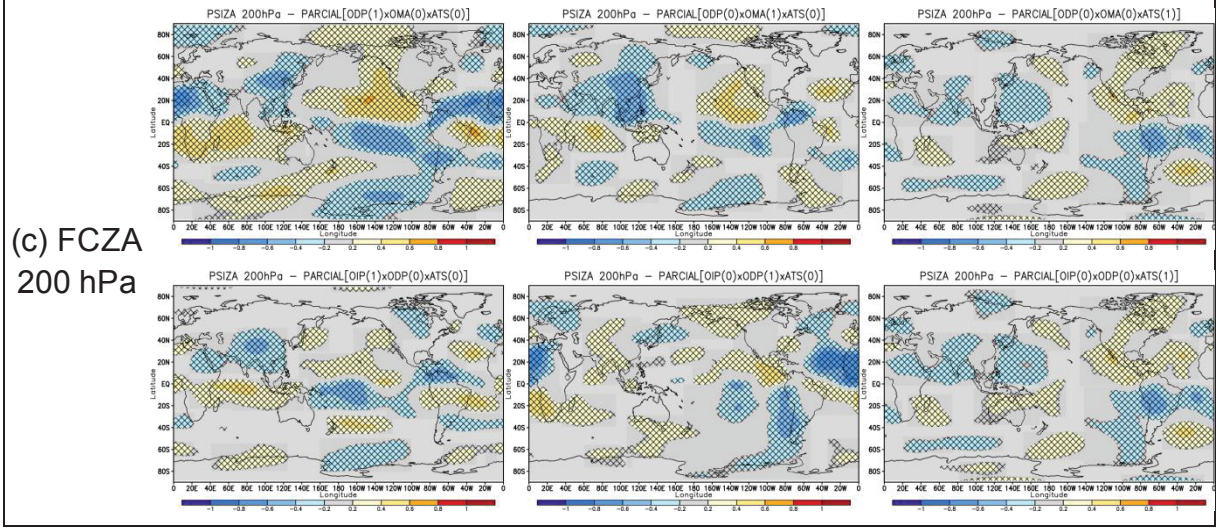
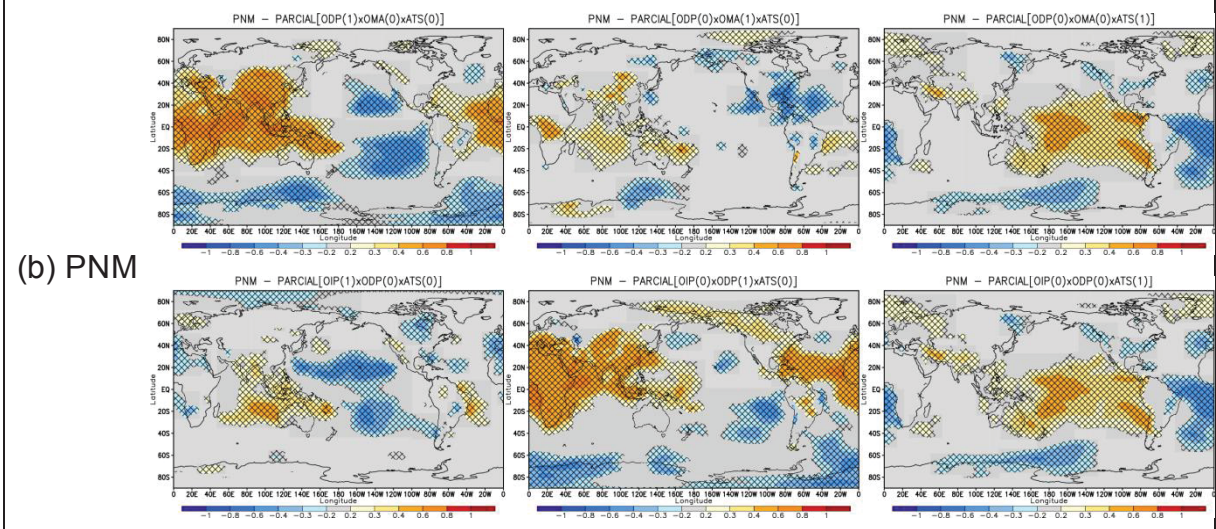
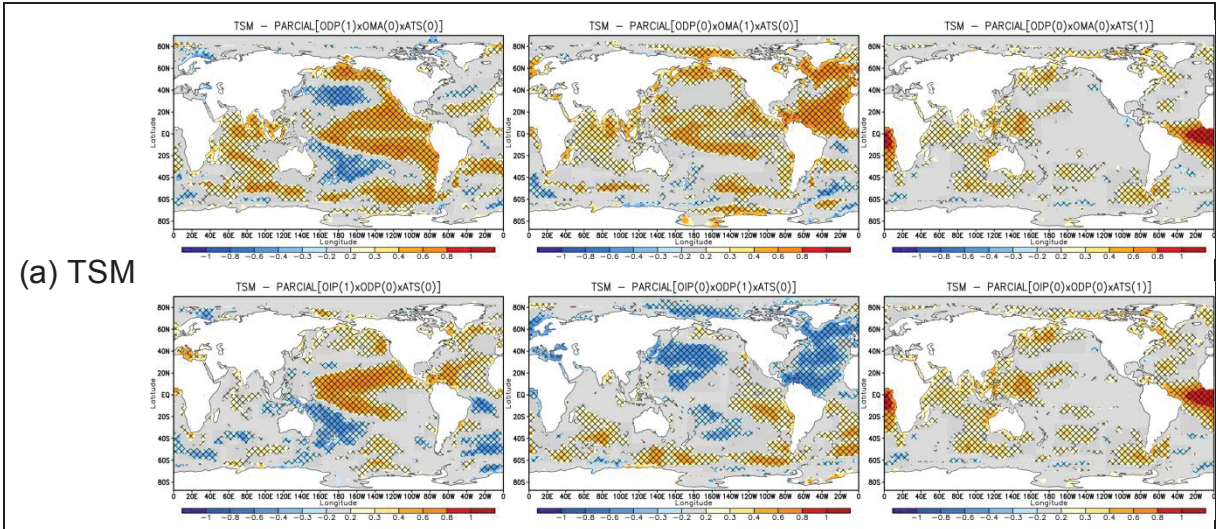
Quando consideramos a relação do Pacífico com os modos interanuais do Atlântico, temos que a principal combinação é entre o modo do ATS e ODP, quando a correlação é significativa e fica em torno de 0,213 na primavera e chega até 0,363 no verão (Tabela 9.1). Além de também existirem diferentes níveis de dependência entre os modos na Figura 9.1.

Para esse caso, apenas correlações de segunda ordem são expostas na Figura 9.26 para a primavera. Apesar da alta correlação e de estar presente na atuação dos demais modos, os padrões do modo do ATS não apresentaram alteração significativa quando foram removidas influências dos demais modos do Pacífico. São preservadas as relações discutidas nos capítulos anteriores, ou seja, são condições locais de TSM que promovem alterações na circulação atmosférica.

O ATS reduz a precipitação no sul do NEB e centro-leste da AS, enquanto a OIP reduz a precipitação de quase todo o NEB, mas são estabelecidos por mecanismos diferentes. Enquanto a OIP reduz a precipitação pela atuação de teleconexões do Pacífico até a AS, fortalecido por características do ENOS, o modo ATS o faz por um efeito mais local, aumentando a convecção no leste da Amazônia, o que então produz subsidência no centro-leste do Brasil (incluindo o sul do NEB).

Variações de precipitação sobre o sul da AS ocorrem como característica de todos os modos analisados na Figura 9.26. Entretanto são também relacionadas com diferentes mecanismos.

Para OMA e OIP atribuí-se os efeitos sobre o Sul do Brasil como reflexo da circulação de altos e baixos níveis associada genericamente com a subsidência no centro-leste do Brasil (Figura 9.26). Para o modo do ATS, isso ocorre devido a modificações na circulação atmosférica em baixos níveis, com um ciclone adentrando o continente no oeste e com aumento dos ventos de oeste de altos níveis sobre o Sul (Figura 9.26).



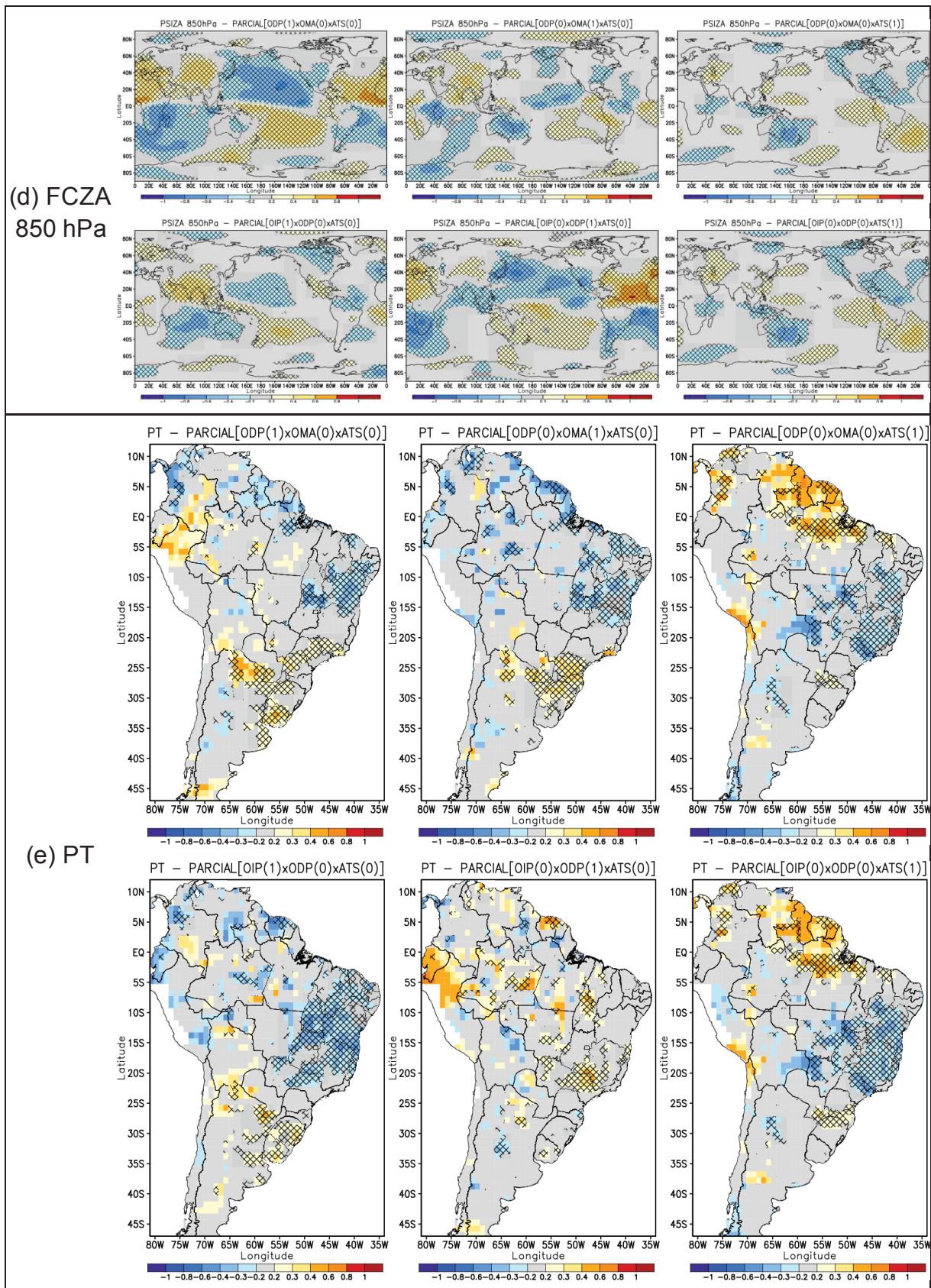


Figura 9.26: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Primavera.
A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6.

Na Figura 9.27 são apresentadas anomalias de precipitação para algumas combinações de fases dos modos do Pacífico com OMA durante a primavera. Para campos de TSM estão disponíveis no Anexo 6 —. Os impactos da OIP se sobrepõem aos da OMA quando esses modos ocorrem em conjunto com fase neutra da ODP. Porém, quando a ODP está ativa, com sinal oposto da OMA, os efeitos sobre o Sul do Brasil são bastante intensos. Inclusive na composição ANOM[OMA(-)ODP(+)]OIP(+)] o sinal negativo é tão forte que se sobrepõe a possível efeito indeterminado do ENOS (que não está neutro).

No caso de ANOM[OMA(+)]ODP(-)]OIP(-)] os efeitos dos modos do Pacífico na fase negativa são mais sobressalentes, inclusive conforme observado nas composições de TSM (Anexo 6 —) o padrão do tipo ENOS(-) é bem intenso. Tal efeito foi obtido porque a maioria dos anos combinados de ODP(-)]OIP(-)] ocorrem junto com o ENOS(-).

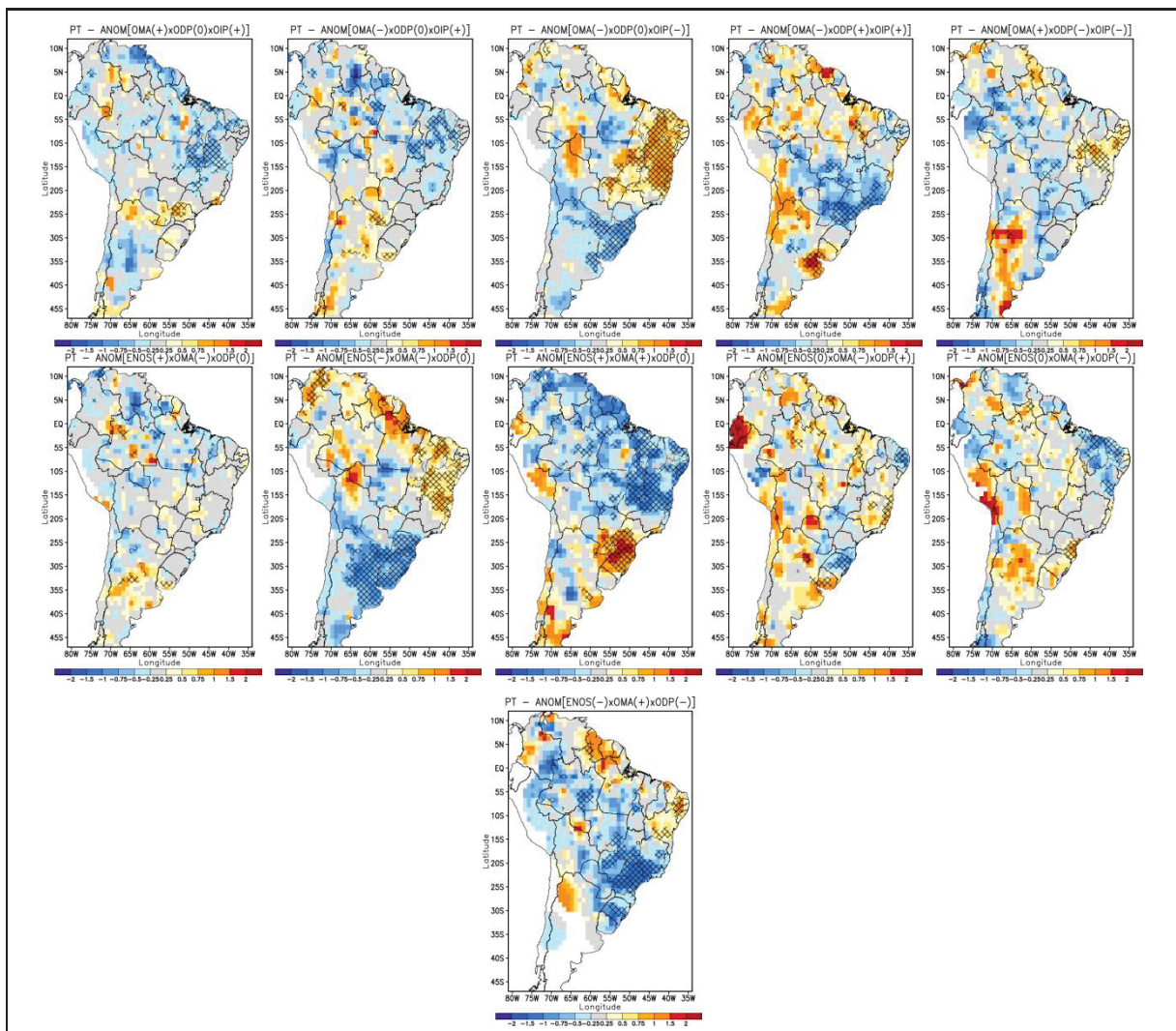


Figura 9.27: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e de OMA – Primavera.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6 com as cores representando anomalias padronizadas.

Combinações interessantes são obtidas com os modos ENOS, OMA e ODP. A precipitação possui maiores anomalias para anos de ocorrência em fase (igual) de ENOS e OMA e na neutralidade da ODP. Inclusive, quando ENOS e OMA estão em fases opostas, a AS quase não exibe condições anômalas (Figura 9.27, ANOM[ENOS(+)-OMA(-)-ODP(0)]).

Entre OMA e ODP a relação de oposição de anomalias para mesma fase é confirmada na Figura 9.27. Isso porque os efeitos desses modos são fortalecidos sobre o Sul do Brasil quando os modos ocorrem em fases opostas, apresentando sinais que condizem com a sobreposição dos padrões em fases isoladas representados na Figura 9.24.

Entretanto, essa característica não é preservada quando ocorre a atuação de ENOS. A fase de ENOS e ODP, no caso de ANOM[ENOS(-)-OMA(+)-ODP(-)], é que define a distribuição de anomalias no sul do Brasil. Porém, novamente isso pode ter influências do intenso regime de fases negativas no Pacífico, visto que todo o Oceano foi tomado por anomalias negativas para essa combinação (ver Anexo 6 —: Figura 12.9). Também não é preservada na presença de OIP. Por exemplo no caso de ANOM[OMA(+)-ODP(-)-OIP(-)] as anomalias praticamente se cancelaram, embora tendendo para o efeito de OIP(-).

Na Figura 9.28 são apresentadas anomalias de precipitação para algumas combinações de fases dos modos do Pacífico com ATS durante a primavera. Composições para a TSM estão no Anexo 6 —. Com tais relações se garante que existe separação entre os efeitos de redução de precipitação no centro-leste do Brasil devidos à OIP e ao modo ATS.

Esse relacionamento pode ser observado em diferentes combinações onde o padrão aparece vinculado à ATS e a OIP. A sobreposição de efeitos ocorre quando ambos os modos estão em fase, de acordo com a relação das fases isoladas representadas na Figura 9.26. Na Figura 9.28 a sobreposição em fase foi obtida para a fase negativa, porém como a OIP não apresentou anomalias de TSM com grande magnitude (Anexo 6 —: Figura 12.10) houve pequenas magnitudes de precipitação. Para fases opostas o padrão que prevaleceu é o do modo ATS, uma vez que para ANOM[OIP(-)-ODP(0)-ATS(+)] são visualizadas anomalias negativas (positivas) no centro-leste (norte) da AS.

A relação de sobreposição também pode ser obtida entre o modo ATS e o ENOS que é bastante semelhante a relação de ENOS com a OIP da Figura 9.9. Na Figura 9.28 a ocorrência em fase do ATS e ENOS intensifica os efeitos sobre o sudeste da AS e o centro-leste do Brasil. Em fases opostas, a precipitação segue padrões do modo do ATS nestas regiões, porém as anomalias só são significativas no Sul do Brasil.

No verão, a correlação entre os modos do Pacífico e do Atlântico é muito pequena. Isso significa que os modos desenvolvem evolução temporal bastante independente durante essa estação, relação que é confirmada pelos padrões isolados dos modos (Figura 9.29).

Quase nenhuma diferença é encontrada nas correlações parciais entre OMA e as variáveis analisadas independente dos modos do Pacífico dos quais ela foi isolada, sendo padrões bastantes semelhantes também ao obtido na Figura 6.2 e na Figura 7.2.

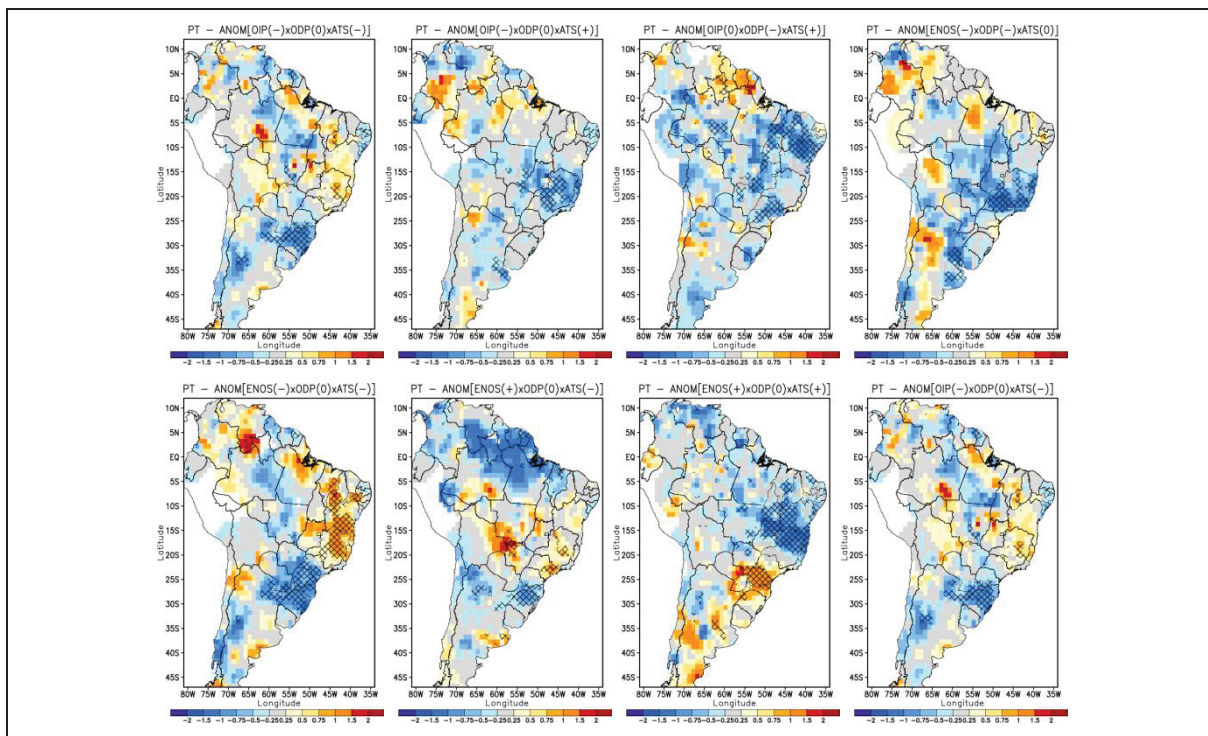
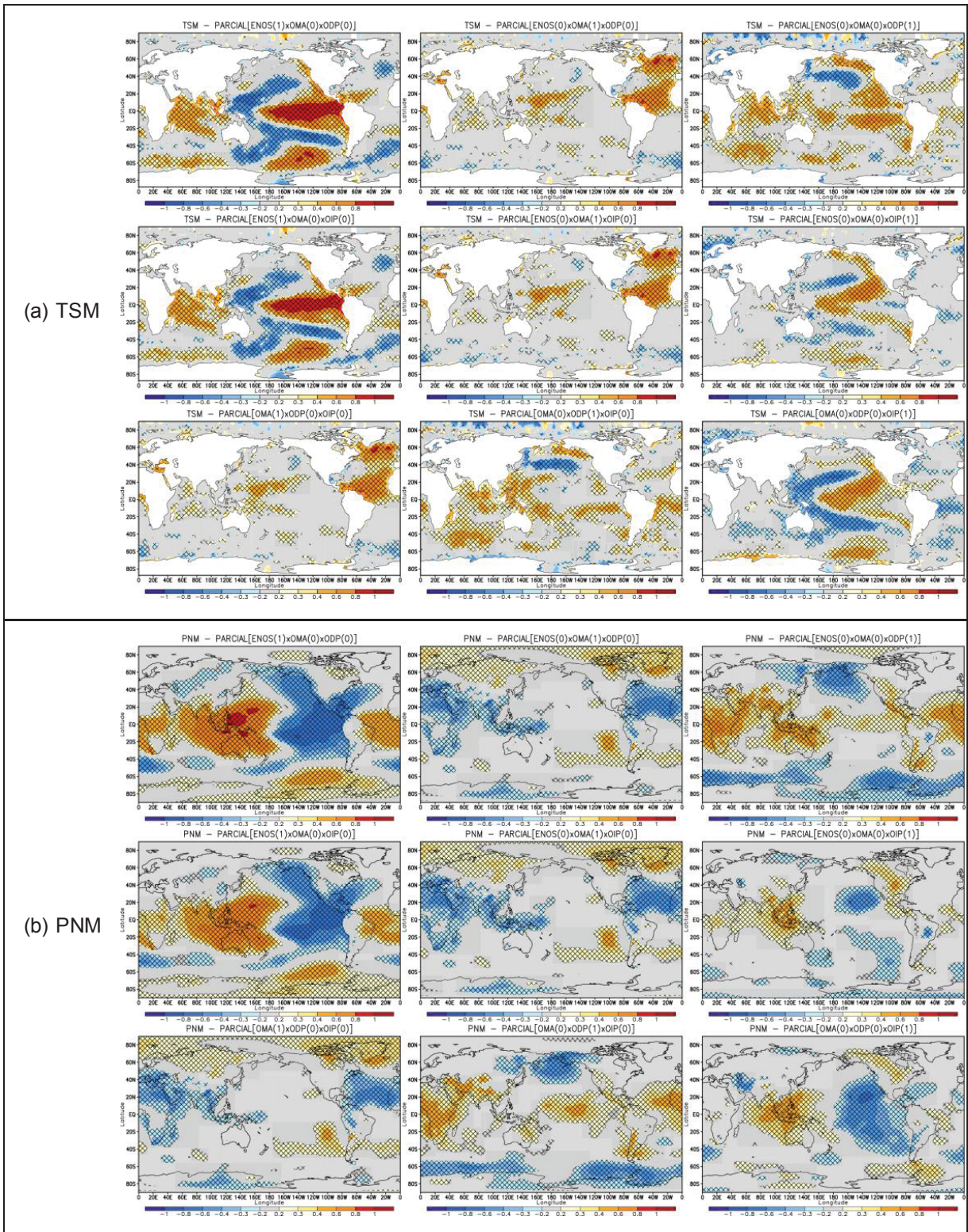


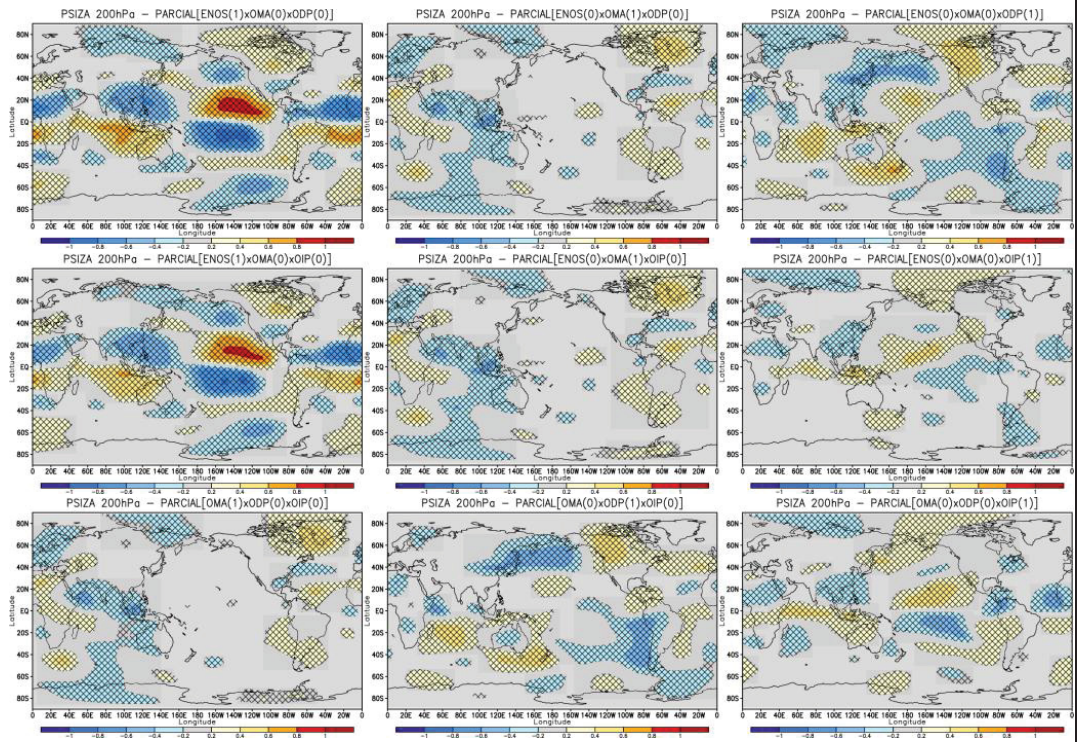
Figura 9.28: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e do modo ATS – Primavera.
A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

A correlação parcial entre ODP e as variáveis também teve pouca variação com os modos dos quais foi isolada (Figura 9.29). Apesar da ODP admitir algumas características da OIP quando se retira a influência de OMA, como em $ENOS(0)OMA(0)ODP(1)$ (onde aparecem mais sinais no centro-leste do Brasil, como para OIP), quando se faz a separação entre os modos interdecadais $[OMA(0)ODP(1)OIP(0)]$ novamente aparece o padrão obtido isolando de ODP apenas os outros modos do Pacífico de $[ENOS(0)ODP(1)OIP(0)]$ na Figura 9.10.

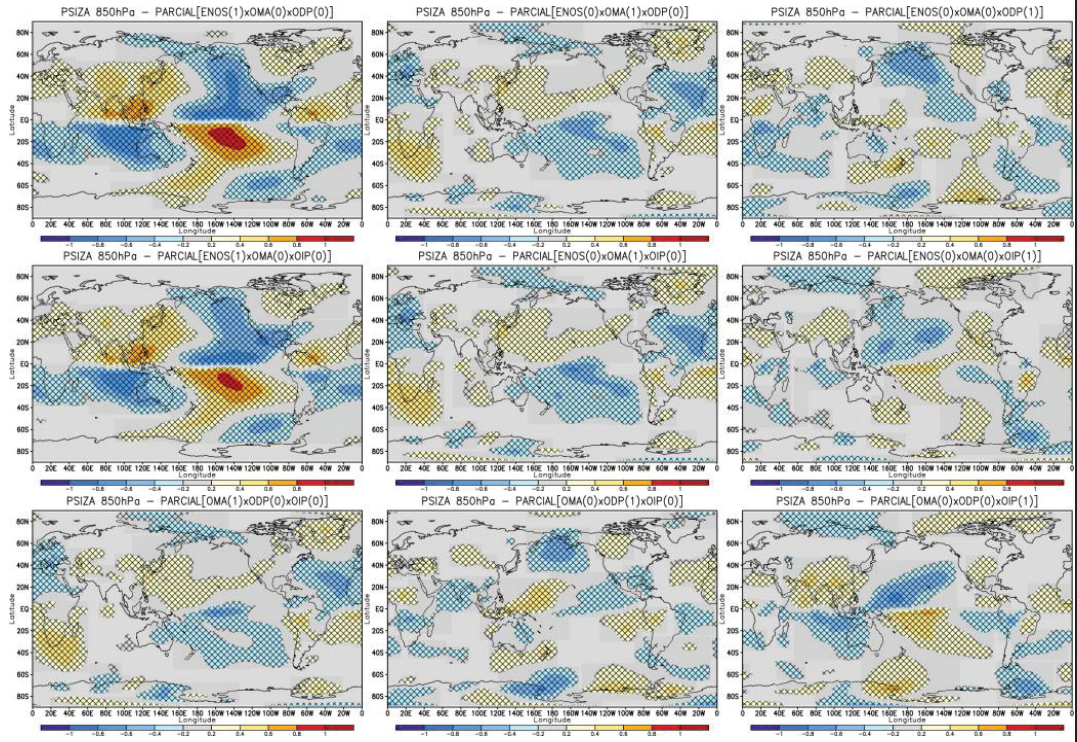
A correlação parcial entre OIP e as variáveis se tornam mais semelhantes aos de ENOS quando se retira a influência dos outros modos interdecadais $[OMA(0)ODP(0)OIP(1)]$. De maneira equivalente ao obtido na primavera, a TSM homogeneamente quente no Pacífico central-leste diminui a pressão nesta região e isto se reflete nos padrões de circulação atmosférica, que são bastante semelhantes aos de ENOS na região tropical. Padrão que lembra o de $[ENOS(1)OMA(0)ODP(0)]$, exceto no sudeste da AS, porque para aquela combinação OIP não reproduz as teleconexões por via de trens de ondas para os subtropicais da AS (Figura 9.29).



(c) FCZA
200 hPa



(d) FCZA
850 hPa



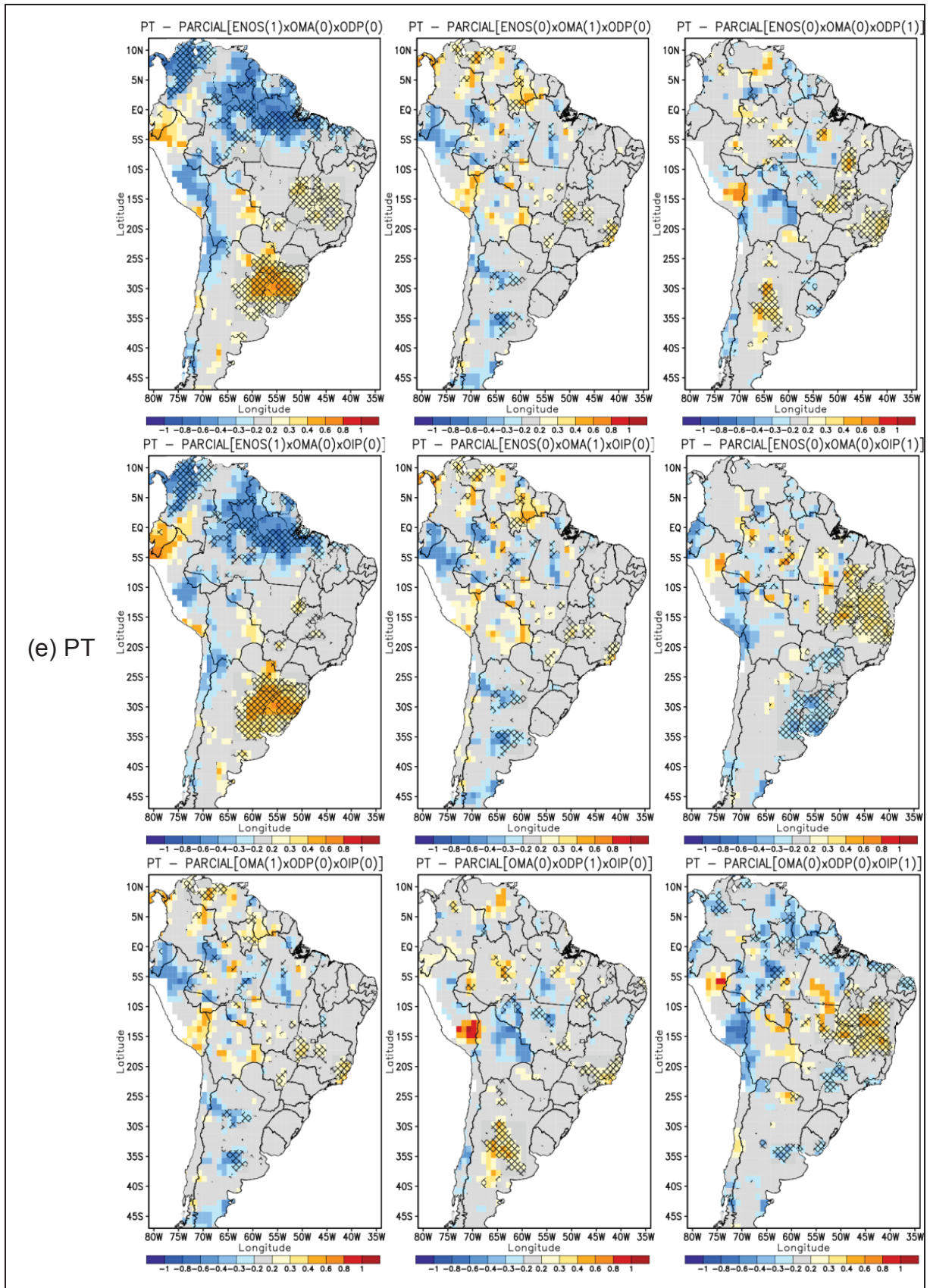


Figura 9.29: Campos de correlações parciais de segunda ordem para (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico e OMA – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6.

Durante o verão, houve mais anos com atividade independente entre os modos, o que possibilitou a obtenção de um conjunto maior de composições cruzadas (Figura 9.30). Entretanto, a distribuição de anomalias se apresenta um pouco diferente das correlações parciais, pelos motivos já mencionados anteriormente: o valor do limiar para definir as fases positiva e negativa, o tamanho das amostras e o fato de que as composições cruzadas não representam diferenças entre anomalias para fases positiva e negativa (e, portanto, não representam o componente linear da variabilidade que é representado nas correlações parciais).

Apesar disso, no geral, as anomalias tendem a se distribuir com sinais semelhantes aos das correlações parciais, em regiões onde estas tiveram valor significativo.

Ao contrário das correlações parciais, existe diferença, entre os padrões das composições cruzadas de OMA isolada dos modos do Pacífico dependendo dos modos em fase neutra. A diferença ocorre principalmente para a TSM, entretanto também se nota que os padrões de circulação atmosférica são mais fortalecidos com ENOS e ODP na fase neutra do que com ENOS e OIP na fase neutra. Entretanto, os campos de precipitação pouco diferem nas suas regiões com maior significância dos resultados a correlação parcial.

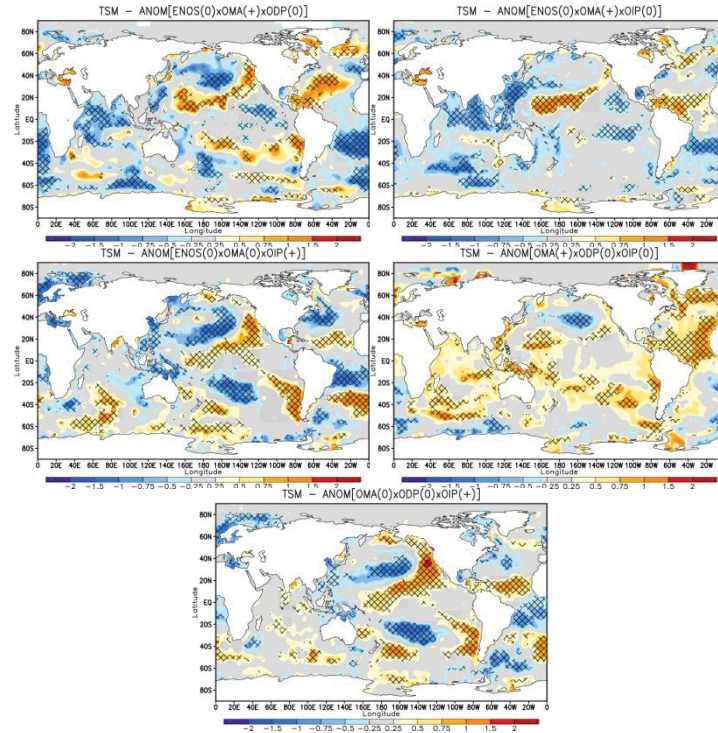
Fora essas relações entre os oceanos Pacífico e Atlântico Norte, algumas disparidades ocorrem no Oceano Atlântico ao sul do equador. Em praticamente todas as composições na Figura 9.30, ocorrem anomalias de TSM negativas no ATS, que geram aumento de PNM sobre a costa da AS e pode gerar influências sobre a circulação atmosférica e outras variáveis. Além disso, a OIP também é acompanhada de anomalias no ATN e redução da PNM associada sobre a região. Esse resultado incentiva que a separação do ATS e ATN seja incluída na análise dessa estação.

As relações entre os modos do Pacífico e o modo interanual do Atlântico Sul durante o verão, são analisadas na Figura 9.31 para a precipitação e, para as demais variáveis, na Figura 12.11 (Anexo 6 —). Nota-se que a remoção dos modos do Pacífico aumenta a correlação do ATS com a TSM e a pressão do Pacífico Equatorial (Figura 12.11a e b).

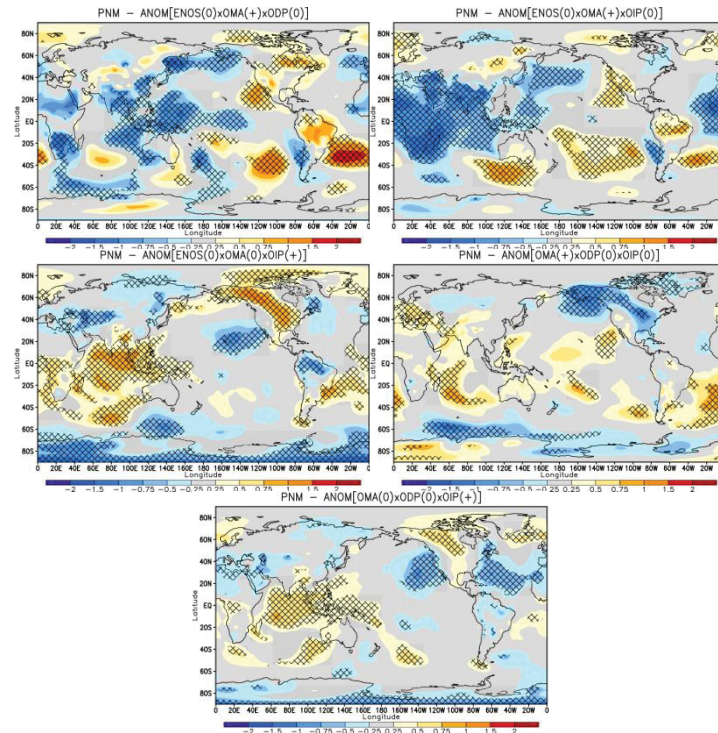
A mudança mais significativa nos impactos do ATS sobre a precipitação, com relação à correlação parcial obtida anteriormente com a remoção do efeito dos outros modos do Atlântico (Figura 9.19), ocorre no Pará, no norte do Brasil, onde ocorre aumento de correlação. Assim, pode-se dizer que a dinâmica de variabilidade do modo do ATS pouco varia quando se retira a influência de outros modos de sua atuação, em ambas as estações.

Além disso, poucas diferenças nos impactos isolados dos demais modos do Pacífico são observados entre a Figura 9.31 e a Figura 9.29.

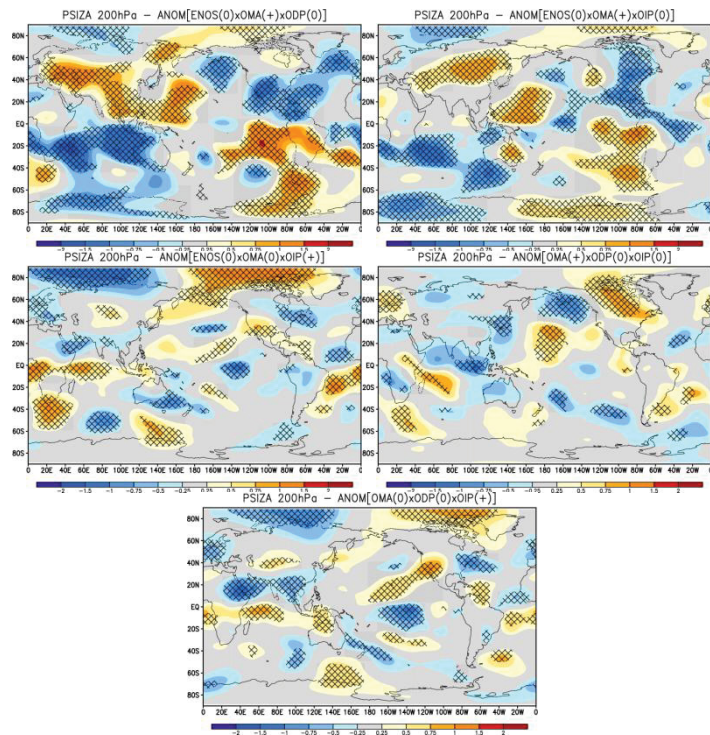
(a) TSM



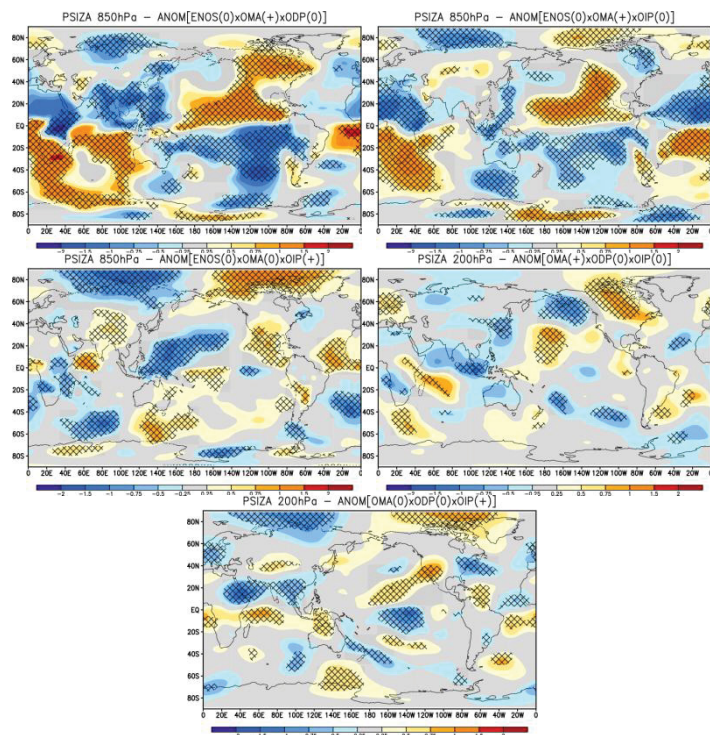
(b) PNM



(c) FCZA
200 hPa



(d) FCZA
850 hPa



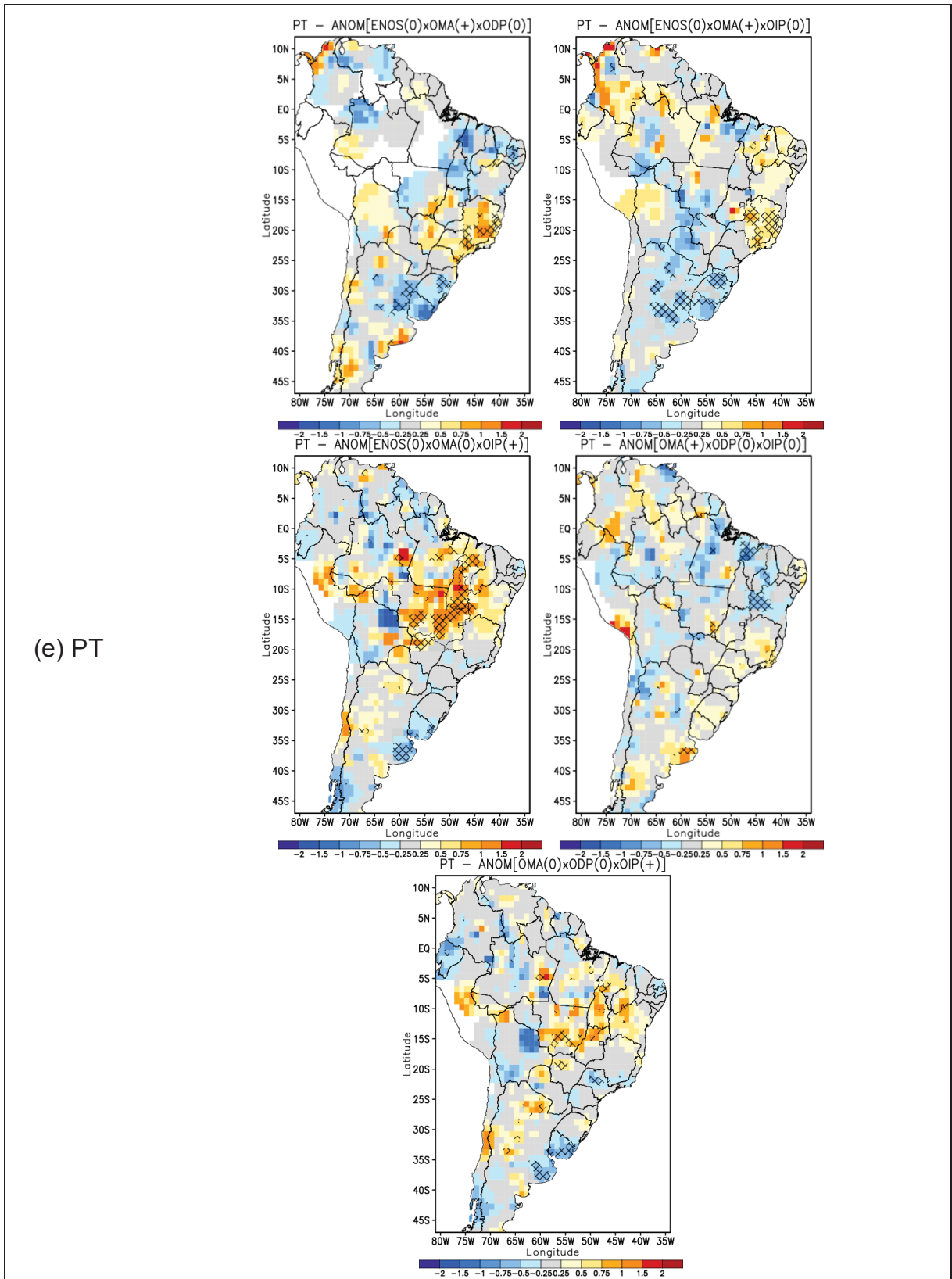


Figura 9.30: Campos de composições cruzadas de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA em 200 hPa, (d) FCZA em 850hPa e (e) PT, usando os modos do Oceano Pacífico e OMA – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

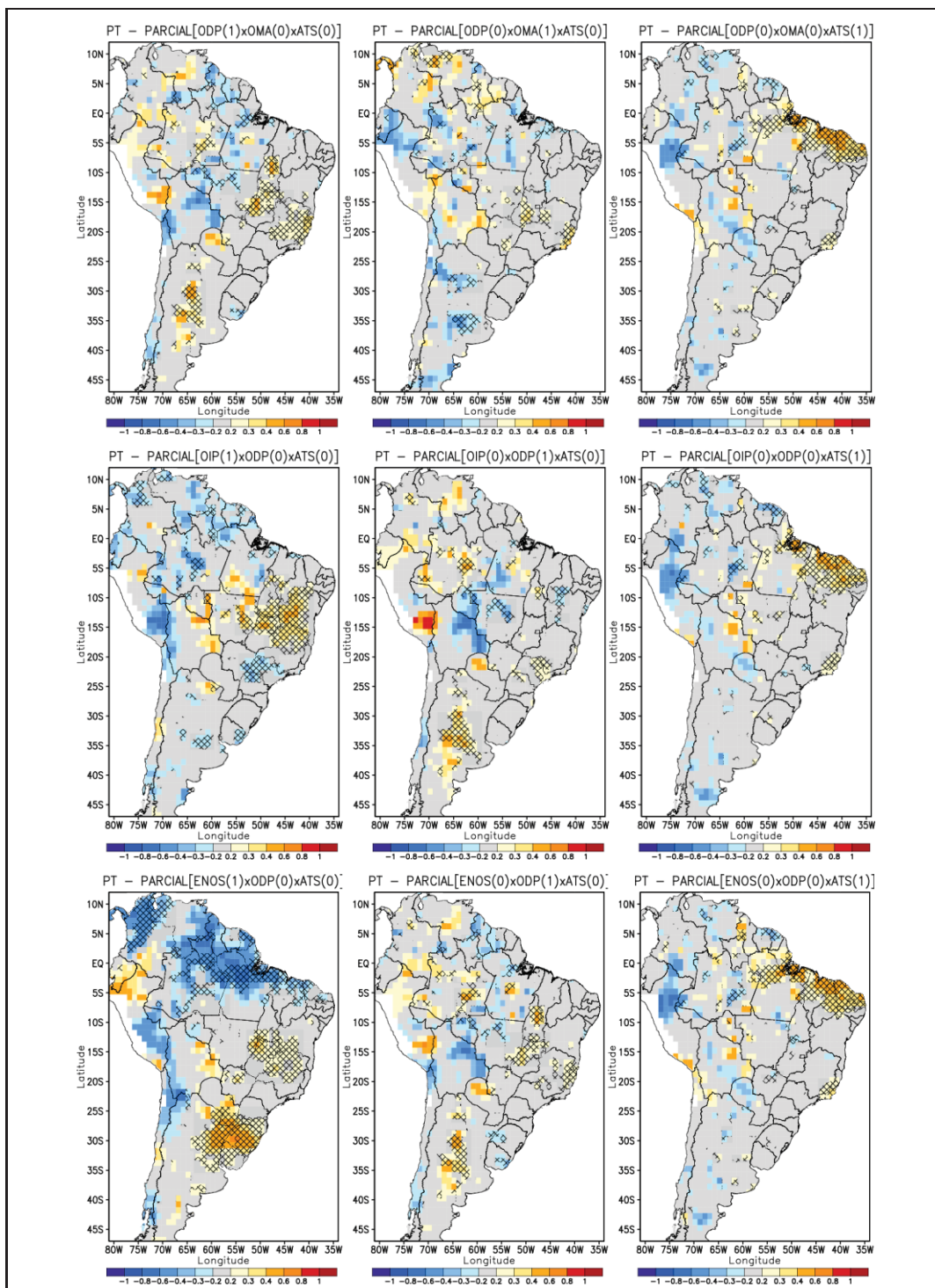


Figura 9.31: Campos de correlações parciais de segunda ordem para PT, usando os modos do Oceano Pacífico e os modos ATS e OMA – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.6.

A Figura 9.32 exibe composições cruzadas de anomalias de precipitação para diversas combinações de fases dos modos do Pacífico e Atlântico durante o verão. Essas mesmas combinações para a TSM foram dispostas no Anexo 6 — (Figura 12.12). Novamente, é comum a combinação de fases negativas entre os modos do Pacífico e

também a sobreposição de alguns efeitos anômalos isolados representados na Figura 9.29 e na Figura 9.31.

Na Figura 9.29 temos que a redução da TSM no Pacífico tropical central-leste (fase negativa da OIP) reduz a precipitação no centro-leste da AS. Assim, a ocorrência conjunta de fases negativas dos modos do Pacífico na Figura 9.32 intensifica a redução da chuva na região.

A relação entre ENOS e OMA também apresentam sobreposição mas quando em fases opostas. Quando os modos estão em fase os sinais sobre o sudeste e o norte da AS são contrários para os modos, de acordo com a Figura 9.29. Assim, a ocorrência de fases opostas de OMA e ENOS aumenta os efeitos sobre o sul e o norte do continente. Entretanto, quando os modos estão em fase também há aumento de efeitos em regiões um pouco diferentes.

Outro resultado interessante são os efeitos simétricos para combinações do ENOS com a OMA. Por exemplo, para o caso de ENOS e OMA ocorrendo em fases positivas e OIP neutra ($ANOM[ENOS(+), OMA(+), OIP(0)]$), o efeito é praticamente inverso ao caso com fases negativas ($ANOM[ENOS(-), OMA(-), OIP(0)]$). Tal simetria também ocorre com $ANOM[ENOS(+), OMA(+), ODP(0)]$ e $ANOM[ENOS(-), OMA(-), ODP(0)]$ e com $ANOM[ENOS(+), OMA(+), ODP(-)]$ e $ANOM[ENOS(-), OMA(-), ODP(+)]$. Estas combinações seguem a representação dos impactos da fase do ENOS, com pouco deslocamento no local de atuação mais abrangente, reflexo de variações provocadas pelos demais modos na ocorrência natural do ENOS. Estas simetrias enfatizam a importância do componente linear dos efeitos dos modos, o que suporta o uso de correlações.

De acordo com a Figura 9.29, OMA e ODP também tendem a intensificar os impactos quando ocorrem com fases opostas, pois as anomalias são de mesmo contrários em fases iguais. Dessa forma, na Figura 9.32, temos que a ocorrência conjunta de OMA(+) e ODP(-) em fases neutras dos demais modos reduzem a precipitação sobre o sul do continente.

Enquanto isso, a OIP possui variação de precipitação bastante semelhante ao da OMA em fases positivas, o que indica que terá efeitos combinados durante essa fase, apesar de ENOS poder interferir nas anomalias nesse caso.

Para combinações com os modos interanuais do Atlântico, as composições de precipitação foram dispostas na Figura 9.33 a e de a TSM na Figura 12.13 no Anexo 6 —. Na Figura 9.33 nota-se que a influência do aquecimento do ATS é alheia a dos demais modos do Pacífico. Diferentes combinações mostram que os efeitos sobre o norte do Nordeste são caracterizados pela fase dessa oscilação em particular. Ou seja, quando em fase positiva (negativa) essa região apresenta anomalias positivas (negativas). Inclusive, quando se faz a

combinação desse modo com a variabilidade do ATN se tem pouca alteração do sinal nessa região, com ENOS neutro.

A combinação com que se espera aumento do sinal sobre o norte do nordeste é quando ENOS e ATN estão em fase e o ATS tem fase oposta. Com essa combinação na Figura 9.33, conforme esperado, os efeitos desses modos são bastante severos sobre a região tropical da AS.

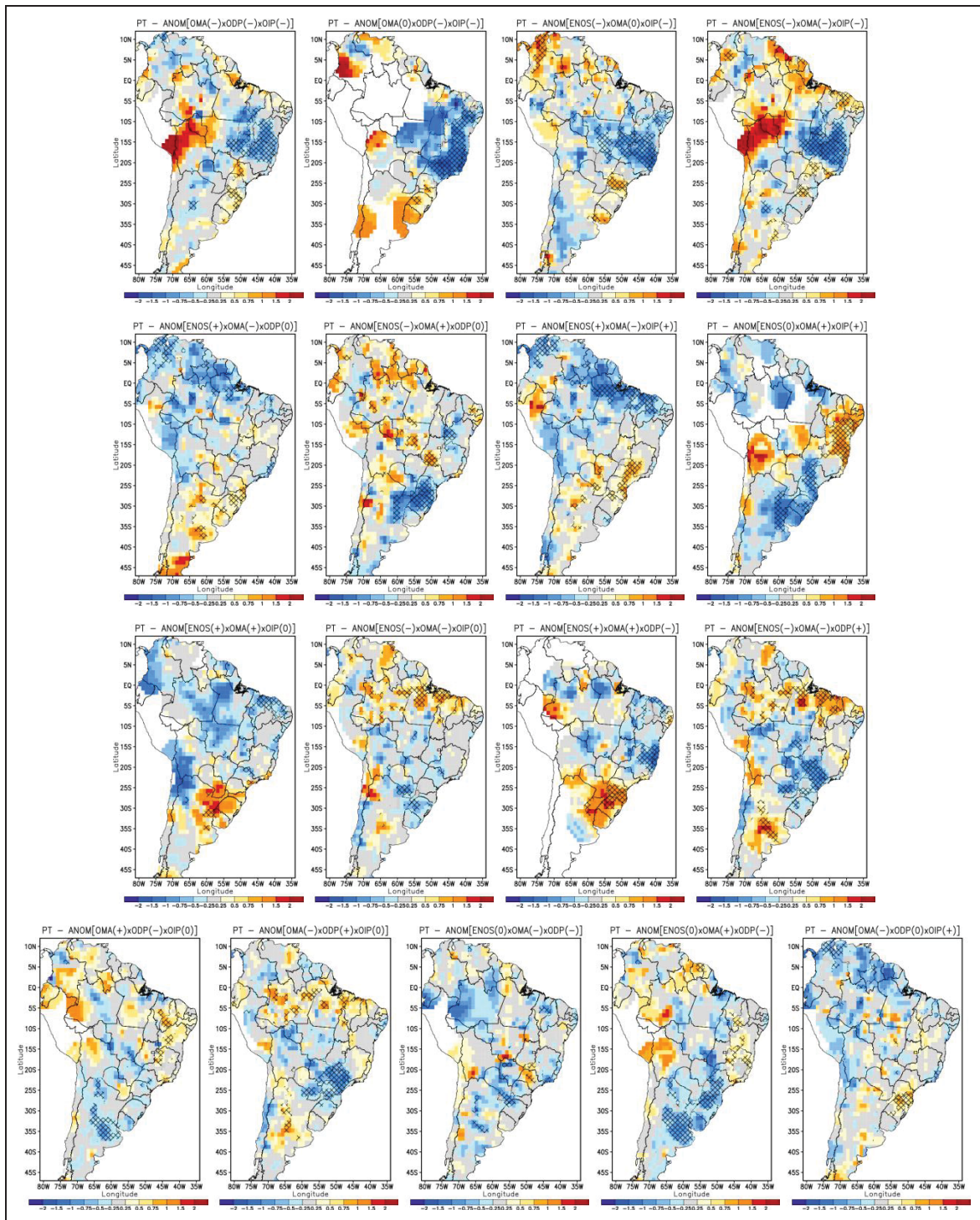


Figura 9.32: Campos de composições cruzadas de PT, usando os modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

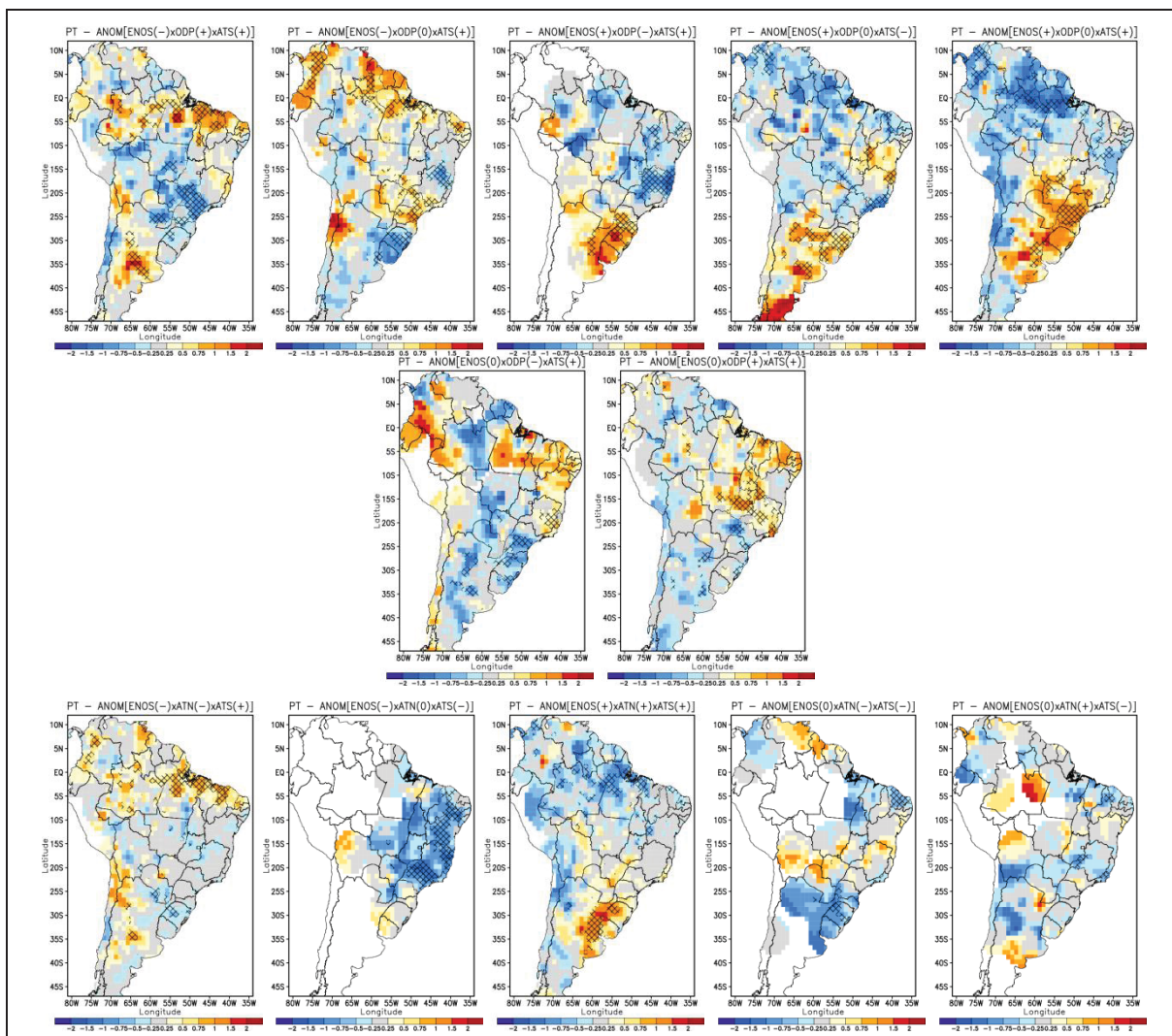


Figura 9.33: Campos de composições cruzadas de PT, usando os modos dos Oceano Pacífico e o modo do ATS – Verão.

A composição gráfica é idêntica à da Figura 9.7.

Na combinação com ENOS(-) e ATS(-), os efeitos da OIP(-) são mais pronunciados na TSM da Figura 12.13. Assim, a redução de precipitação no centro-leste que se estende até o nordeste é uma indicação da combinação desses modos.

Os demais aspectos no continente também são regulados pelas condições de TSM mesmo quando não estão incluídos nas combinações. Por exemplo, na Figura 12.13 se somam aos efeitos da combinação de ENOS(-) e ODP(+) e ATS(+) anomalias significativas de OMA(-). De acordo com as relações já apresentadas na Figura 9.32, quando combinado em fase oposta com a ODP, os efeitos sobre a precipitação no Sul são somados durante o verão.

Apesar dos efeitos do modo do ATS serem bastante característicos no NEB ele vem acompanhado dos demais modos. Isso é reflexo do comportamento mostrado na Figura 9.1.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A representação dos modos de variabilidade pela Análise de Componentes Principais de TSM se revelou satisfatória quando comparada com índices climatológicos de institutos reconhecidos. Com isso foi possível reproduzir impactos sobre diferentes indicadores de precipitação diária e circulação atmosférica que determinam as principais características de atuação dos modos. Além disso, a utilização de modos de ACP no lugar de índices representando comportamento de TSM em regiões muito restritas favorece a avaliação mais completa dos impactos dos modos mais recorrentes, ao invés dos efeitos de apenas parte de suas características.

O modo ENOS, que é o de maior atuação na América do Sul, apresenta diferença significativa entre fases opostas sobre o sul e o norte do continente. Influências diagnosticadas sobre as distribuições de chuva que são justificadas pelas relações com a circulação atmosférica.

Sobre a maior parte da região tropical, tanto na primavera como no verão, ENOS(+) inibe fenômenos de convecção e reduz a umidade na atmosfera, aumentando o transporte de umidade até os extratropicais da AS. A influência de ENOS(+) nos extratropicais também ocorre sob a forma de trens de onda de Rossby que ocasionam aumento de convecção sobre o sudeste da AS, porém essa relação é mais intensa durante a primavera. Essas características são muito citadas na literatura (GRIMM, 2004, 2003; GRIMM e AMBRIZZI, 2009) e foram representadas genericamente na Figura 6.1 e na Figura 6.2 e com as diferenças entre os índices no capítulo 8.

A OIP é outro importante modo para a precipitação na AS e a relação com ENOS é tão estreita que muitas vezes seus efeitos são assimilados ao ENOS. Esse modo gera alterações significativas na precipitação sobre o centro-leste do continente (parte do Sudeste e do NEB) e partes do sudeste da AS em ambas as estações, relação também referenciada na literatura (GRIMM et al., 2016). Tais regiões, além de muito dependentes da chuva durante a estação de monções, principalmente o NEB, também estão sujeitas a riscos com o abastecimento público e desastres naturais devido a intensidade de chuva, especialmente o Sudeste do Brasil.

Estas variações são decorrentes de alterações na circulação e nos fenômenos convectivos, como abordado nos capítulos 6 e 8. Na primavera (Figura 6.1), a OIP estimula a presença de ciclones em altos níveis sobre o NEB que influenciam a redução de fenômenos convectivos na região, enquanto a propagação de trem de ondas até o sudeste da AS produz variações significativas de precipitação. Já no verão, a circulação em altos níveis sobre a região é bastante reduzida, dando espaço para redução da pressão e formação de um ciclone em superfície (Figura 6.2), condições que aumentam a precipitação.

Quando se fala em modos interdecadais do Pacífico, o mais referenciado na literatura é a ODP, que possui impactos mais pronunciados sobre o globo durante o verão austral, estação na qual promove aumento de precipitação sobre o norte da Argentina, região que é quase desértica em muitos períodos. Isso ocorre principalmente pois durante essa estação existe pouca conexão desse modo com os demais.

Durante a primavera, a diferença entre fases opostas da ODP é maior e mais significativa sobre a região Amazônica (Figura 8.8). Porém, características importantes dessa oscilação sofrem interferência da OMA, outro modo de impacto global muito importante para a AS e, de acordo com os efeitos diagnosticados no na seção 0, sem a atuação de OMA nota-se que os efeitos da ODP sobre o Sul do Brasil seriam para o aumento de precipitação.

A atuação da OMA e do modo do ATN é muito similar em ambas as estações, ou seja, as relações que ambos os modos possuem com as componentes atmosféricas são semelhantes, conforme diagnosticado no Capítulo 6. Isso ocorre pois esses modos são intensamente correlacionados (Tabela 9.1).

Durante a primavera (Figura 6.1), ambos os modos registram semelhantes distribuições de PNM e função corrente, com predominância de pressão anômala negativa no Atlântico Norte, aliada com circulação ciclônica próxima à superfície sobre o oeste da Amazônia. Essa circulação influencia o transporte inter-hemisférico de umidade, condições que favorecem o aumento dos níveis de precipitação no Sul do Brasil, conforme diagnosticado na Figura 6.1 e na Figura 7.1 para a primavera.

Já no verão (Figura 6.2; Figura 7.2), há redução de precipitação na porção oeste e central da Argentina relacionada com a OMA e o ATN, por via de redução de fenômenos de convecção, indicado pela predominância de alta pressão e ciclones em altos níveis sobre a região instaurando um regime de subsidência, assim como pronunciado em outros estudos (GRIMM et al., 2016).

A separação dos modos do Atlântico Norte indica que o aquecimento na região extratropical, relacionado com a OMA, é mais importante no aumento da precipitação nos extratropicais da AS por fortalecimento de circulação ciclônica nesta região. A modulação pelo ATN tem mais efeito sobre a região tropical, em resposta a condições atmosféricas na superfície. Porém, no geral, os efeitos da OMA se somam aos efeitos da variabilidade do ATN, uma vez que raramente existe OMA sem ATN (ou sem ATN/ATS no verão) (Figura 9.1). Por outro lado, pode frequentemente haver ATN ou ATS sem OMA.

Os efeitos do ENOS podem se alterar de acordo com as combinações das fases deste modo com as fases de outros modos do Pacífico e do Atlântico. Durante a primavera, o aquecimento do Atlântico extratropical, associado à OMA, estabelece conexões na alta troposfera que resultam em variabilidade de mesmo sinal de ENOS(+) no Sul do Brasil,

tornando a precipitação muito mais intensa sobre essa região que normalmente exibe condições pouco variáveis de precipitação.

Entretanto, a atuação da ODP na primavera é acompanhada da fase oposta da OMA, pois esses modos são altamente correlacionados com sinal negativo (Tabela 9.1). Assim, quando ENOS ocorrer em fase com a ODP, a OMA tem sinal oposto ao de ENOS que reduz seus impactos sobre a AS (Figura 9.27).

Já durante o verão (Figura 9.32), anomalias de precipitação são favorecidas no norte do continente e tem maior área de impacto sobre o sul da AS quando ENOS e OMA se encontram em fases opostas. Porém, quando estão em fase, também há aumento de efeitos, mas em regiões um pouco diferentes, pouco se alterando no padrão de ENOS.

Nessa estação é importante ressaltar que a atuação dos modos do Pacífico em conjunto com ENOS intensificam os efeitos de ENOS sobre a precipitação na AS (Figura 9.12), como relacionado por outros autores (KAYANO; ANDREOLI, 2007, 2004). Além disso, diferentes combinações entre ENOS e os modos do Atlântico Tropical também podem ocorrer, apesar de pouco ser alterado na intensidade dos eventos ENOS nesses casos.

Além disso, OMA e ODP também tendem a intensificar os impactos quando ocorrem com fases opostas durante a primavera (Figura 9.27) e o verão (Figura 9.32). Porém, quando ENOS está atuante seus impactos sobrepreem os das demais variabilidades, no caso OMA e ODP, ainda mais quando há a contribuição indeterminada da OIP.

Os impactos isolados do modo do ATS também são bastante importantes por si só e sofrem pouca influência dos demais modos globais, durante ambas as estações. A diferença de precipitação é significativa sobre regiões bastante sensíveis a variações de precipitação da AS. Na primavera se estabelece um tripolo com anomalias de precipitação com um sinal no extremo sul e norte do Brasil e de sinal contrário no centro-leste do continente. Estas características estão ligadas com mudanças na circulação atmosférica local e são intensificadas quando em fase com ENOS e OIP, gerando impactos ainda maiores. Além disso, no verão existe o aumento de precipitação característico desse modo no NEB, impacto idêntico ao obtido por outros estudos (KAYANO et al., 2018) e que pouco desse efeito varia com a alteração das condições no Pacífico (Figura 9.33).

Outra característica de conexão entre os modos é a dependência da TSM no Atlântico Tropical em relação a outros modos. Tanto ENOS como ODP e OMA influenciam a ocorrência de modos de variabilidade no Oceano Atlântico tropical (Figura 9.1).

Para estudos futuros se recomenda:

- Realizar as mesmas análises para as demais estações do ano e considerando meses ou bimestres específicos;

- Replicar as análises para outros conjuntos de dados, pois a falha no conjunto de dados observacionais pode conduzir divergências nas composições de anomalias;
- Investigar motivos da conexão entre os modos do Atlântico Tropical e do Pacífico;
- Explorar cuidadosamente a análise de sensibilidade (usando diferentes limiares) nas composições de anomalias.

11 REFERÊNCIAS

- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 15, p. 2017–2030, 2005. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.1222>>. Acesso em: 1/4/2019.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, , n. 1, p. 63–74, 2007. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v22n1/a07v22n1.pdf>>. Acesso em: 1/4/2019.
- ARAÚJO, R. G.; ANDREOLI, R. V.; CANDIDO, L. A.; KAYANO, M. T.; SOUZA, R. A. F. DE. A influência do evento El Niño - Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. **Acta Amazonica**, v. 43, n. 4, p. 469–480, 2013. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0044-59672013000400009&lng=pt&tling=pt>. Acesso em: 2/7/2019.
- BANCO MUNDIAL. **Avaliação de Perdas e Danos: Inundações e Deslizamentos na Região Serrada do Rio de Janeiro - Janeiro de 2011**. Rio de Janeiro, 2012.
- BARLOW, M.; NIGAM, S.; BERBERY, E. H. ENSO, Pacific decadal variability, and U.S. summertime precipitation, drought, and stream flow. **Journal of Climate**, 2001.
- BARROS, V. R.; SILVESTRI, G. E. The relation between sea surface temperature at the subtropical South-Central Pacific and precipitation in Southeastern South America. **Journal of Climate**, 2002.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; REBOITA, M. S. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 5–6, p. 1553–1568, 2014. Springer Berlin Heidelberg. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00382-013-1832-7>>. Acesso em: 24/6/2019.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377–2394, 2002. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282002%29015%3C2377%3AEPEISS%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 12/7/2019.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282004%29017%3C0088%3ATSACZI%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 10/6/2019.
- CAYAN, D. R.; DETTINGER, M. D.; DIAZ, H. F.; GRAHAM, N. E. Decadal variability of precipitation over Western North America. **Journal of Climate**, 1998.
- CAZES-BOEZIO, G.; ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relationships with precipitation in Uruguay. **Journal of Climate**, 2003.
- CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G.; MARENGO, J. A. Possible impact

of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. **Geophysical Research Letters**, 2009.

DONG, B.; SUTTON, R. T.; SCAIFE, A. A. Multidecadal modulation of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 8, p. L08705, 2006. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2006GL025766>>. Acesso em: 21/7/2019.

ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; MAYER, D. A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 1999.

ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 2077–2080, 2001. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2000GL012745>>. Acesso em: 6/6/2019.

FLANTUA, S. G. A.; HOOGHMESTRA, H.; VUILLE, M.; et al. Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records. **Climate of the Past**, v. 12, n. 2, p. 483–523, 2016. Disponível em: <<https://www.clim-past.net/12/483/2016/>>. Acesso em: 11/2/2019.

GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, n. 3–4, p. 180–195, 2009. Elsevier. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018208005002>>. Acesso em: 13/6/2019.

GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, 2003.

GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, 2004.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: Impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, 2011.

GRIMM, A. M. Madden–Julian Oscillation impacts on South American summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. **Climate Dynamics**, 2019.

GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. , 2009.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, 2000.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, 1998.

GRIMM, A. M.; LAUREANTI, N. C.; RODAKOVSKI, R. B.; GAMA, C. B. Interdecadal variability and extreme precipitation events in South America during the monsoon season. **Climate Research**, 2016.

GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak

summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. **Journal of Climate**, 2007.

GRIMM, A. M.; SABOIA, J. P. J. Interdecadal Variability of the South American Precipitation in the Monsoon Season. **Journal of Climate**, v. 28, n. 2, p. 755–775, 2015. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-14-00046.1>>. Acesso em: 9/4/2019.

GRIMM, A. M.; SAHAI, A. K.; ROPELEWSKI, C. F. Interdecadal variations in AGCM simulation skills. **Journal of Climate**, 2006.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, 2009.

GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. **Journal of Climate**, 2009.

GUPTA, S. P.; GUPTA, M. P. Business Statistics. , 2010. Sultan Chand & Sons. Disponível em: <<http://202.74.245.22:8080/xmlui/handle/123456789/346>>. Acesso em: 14/1/2019.

HAIGH, J.; CONOVER, W. J. Practical Nonparametric Statistics. **Journal of the Royal Statistical Society. Series A (General)**, 2006.

HOLLANDER, M.; WOLFE, D. A. Nonparametric statistical methods. 1999. **NY John Wiley & Sons**, 1999.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology: Fourth edition**. 2004.

HU, Z.-Z.; HUANG, B. Interferential Impact of ENSO and PDO on Dry and Wet Conditions in the U.S. Great Plains. **Journal of Climate**, v. 22, n. 22, p. 6047–6065, 2009. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009JCLI2798.1>>. Acesso em: 3/4/2019.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. American Meteorological Society . Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477%281996%29077%3C0437%3ATNYRP%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 2/7/2019.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 2004.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, 2007.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; FERREIRA DE SOUZA, R. A. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 8, p. 2008–2023, 2013. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.3569>>. Acesso em: 24/6/2019.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; GARCIA, S. R.; DE SOUZA, R. A. F. How the two nodes of the tropical Atlantic sea surface temperature dipole relate the climate of the surrounding regions during austral autumn. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 10, p. 3927–3941, 2018. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.5545>>. Acesso em: 19/12/2018.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO)

modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 1, p. 162–178, 2014. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.3674>>. Acesso em: 3/4/2019.

KAYANO, M. T.; DE OLIVEIRA, C. P.; ANDREOLI, R. V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 10, p. 1439–1448, 2009. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.1824>>. Acesso em: 4/7/2019.

KAYANO, M. T.; VALÉRIA ANDREOLI, R.; FERREIRA DE SOUZA, R. A. Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 8, p. 1119–1134, 2011. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.2135>>. Acesso em: 19/6/2019.

KERR, R. A. A north atlantic climate pacemaker for the centuries. **Science (New York, N.Y.)**, v. 288, n. 5473, p. 1984–5, 2000. American Association for the Advancement of Science. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17835110>>. Acesso em: 8/8/2019.

KNIGHT, J. R.; ALLAN, R. J.; FOLLAND, C. K.; VELLINGA, M.; MANN, M. E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 20, p. L20708, 2005. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL024233>>. Acesso em: 20/12/2019.

LEE, D. E.; TING, M.; VIGAUD, N.; et al. Atlantic Multidecadal Variability as a Modulator of Precipitation Variability in the Southwest United States. **Journal of Climate**, v. 31, n. 14, p. 5525–5542, 2018. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-17-0372.1>>. Acesso em: 21/7/2019.

LI, Y.; LI, J.; KUCHARSKI, F.; et al. Two leading modes of the interannual variability in South American surface air temperature during austral winter. **Climate Dynamics**, v. 51, n. 5–6, p. 2141–2156, 2018. Springer Berlin Heidelberg. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00382-017-4004-3>>. Acesso em: 10/12/2018.

LIEBMANN, B.; ALLURED, D. Daily Precipitation Grids for South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 2005.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 1997.

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, 2004.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; et al. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.2254>>. Acesso em: 12/2/2020.

MEYER-CHRISTOFFER, A.; BECKER, A.; FINGER, P.; SCHNEIDER, U.; ZIESE, M. GPCP Climatology Version 2018 at 1.0°: Monthly Land-Surface Precipitation Climatology for Every Month and the Total Year from Rain-Gauges built on GTS-based and Historical Data. , 2018.

MITCHELL, J. M.; DZERDZEEVSKII, B.; FLOHN, H.; et al. **Climatic change**. WMO, 1966.

MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. **Meteorology : the atmosphere and the science of weather**. Edina, Minn: Burgess Pub, 1986.

NNAMCHI, H. C.; LI, J.; ANYADIKE, R. N. C. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 2011.

NOAA-NCEP. Climate Prediction Center - ONI (Oceanic Nino Index). Disponível em: <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php>. Acesso em: 11/2/2020.

PAEGLE, J. N.; MO, K. C.; PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. **Journal of Climate**, v. 15, n. 12, p. 1389–1407, 2002. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282002%29015%3C1389%3ALBSRVO%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 14/6/2019.

PARKER, D.; FOLLAND, C.; SCAIFE, A.; et al. Decadal to multidecadal variability and the climate change background. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D18, p. D18115, 2007. John Wiley & Sons, Ltd. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2007JD008411>>. Acesso em: 2/7/2019.

PUI, A.; SHARMA, A.; SANTOSO, A.; WESTRA, S. Impact of the El Niño–Southern Oscillation, Indian Ocean Dipole, and Southern Annular Mode on Daily to Subdaily Rainfall Characteristics in East Australia. **Monthly Weather Review**, 2012.

RAYNER, N. A.; PARKER, D. E.; HORTON, E. B.; et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D14, 2003. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2002JD002670>>. .

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S.; ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606–1626, 1987. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281987%29115%3C1606%3AGARSPP%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 19/6/2019.

SCHLESINGER, M. E.; RAMANKUTTY, N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. **Nature**, v. 367, n. 6465, p. 723–726, 1994. Nature Publishing Group. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/367723a0>>. Acesso em: 2/7/2019.

UTIDA, G.; CRUZ, F. W.; ETOURNEAU, J.; et al. Tropical South Atlantic influence on Northeastern Brazil precipitation and ITCZ displacement during the past 2300 years. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 1698, 2019. Nature Publishing Group. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/s41598-018-38003-6>>. Acesso em: 11/2/2019.

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, 1996.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; et al. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 2006. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3896.1>>. Acesso em: 13/6/2019.

VERA, C.; SILVESTRI, G.; BARROS, V.; CARRIL, A. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, 2004.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Editora UFV,

2002.

WANNER, H.; BRÖNNIMANN, S.; CASTY, C.; et al. North Atlantic Oscillation – Concepts And Studies. **Surveys in Geophysics**, v. 22, n. 4, p. 321–381, 2001. Kluwer Academic Publishers. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1023/A:1014217317898>>. Acesso em: 2/7/2019.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2006.

ZAR, J. H. Biostatistical analysis 2nd edition. **Pren ti ce-Ha ll, Englewood Cliffs, USA (1984)**, 1984.

ZHANG, R.; DELWORTH, T. L. Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. **Geophysical Research Letters**, 2006.

ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%281998%29011%3C1020%3ADAMCEO%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 11/6/2019.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, 2001.

12 ANEXOS

ANEXO 1 — DIFERENÇA ENTRE COMPOSIÇÕES DE ANOMALIAS EM FASES OPOSTAS DOS MODOS PARA VARIÁVEIS GLOBAIS

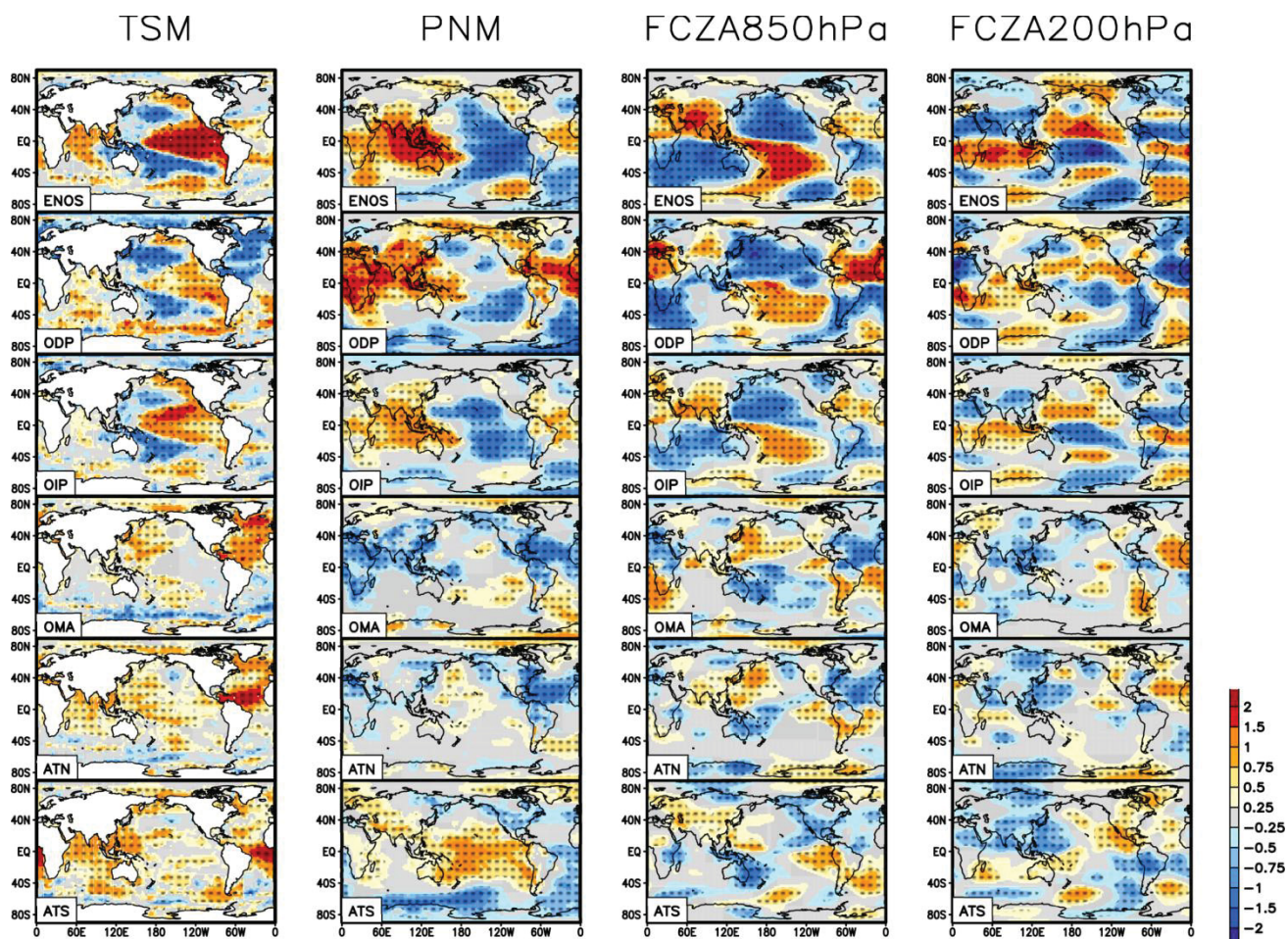


Figura 12.1: Campos da diferença entre composições de anomalias dos modos em fase positiva e negativa para TSM, PNM, FCZA em 850hPa e em 200hPa – Primavera.

As manchas indicam o valor de anomalias padronizadas, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

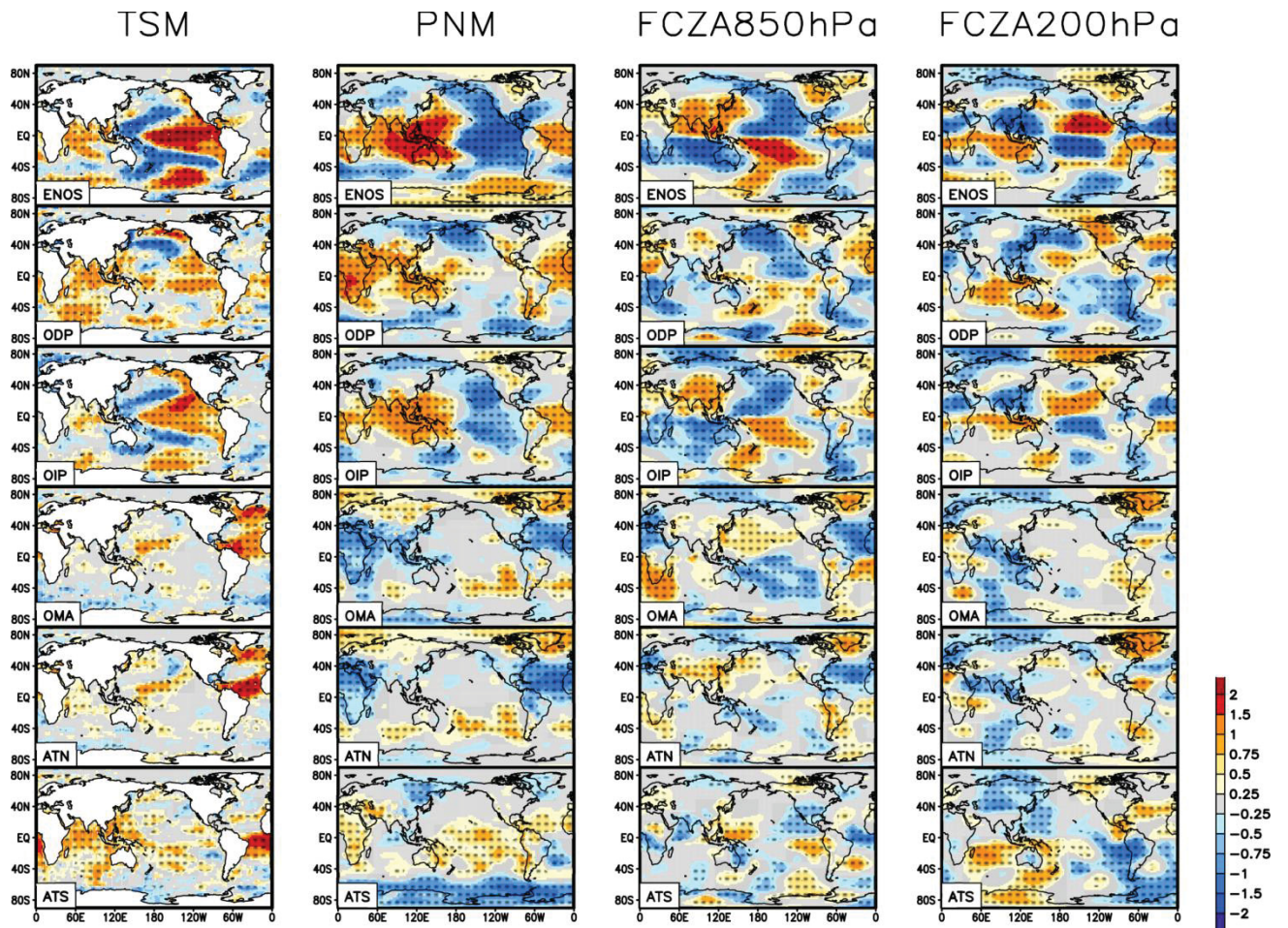


Figura 12.2: Campos da diferença entre composições de anomalias dos modos em fase positiva e negativa para TSM, PNM, FCZA em 850hPa e em 200hPa – Verão.

As manchas indicam o valor de anomalias padronizadas, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

ANEXO 2 — DIFERENÇA ENTRE COMPOSIÇÕES DE ANOMALIAS EM FASES OPOSTAS DOS MODOS PARA OS ÍNDICES DE CHUVA

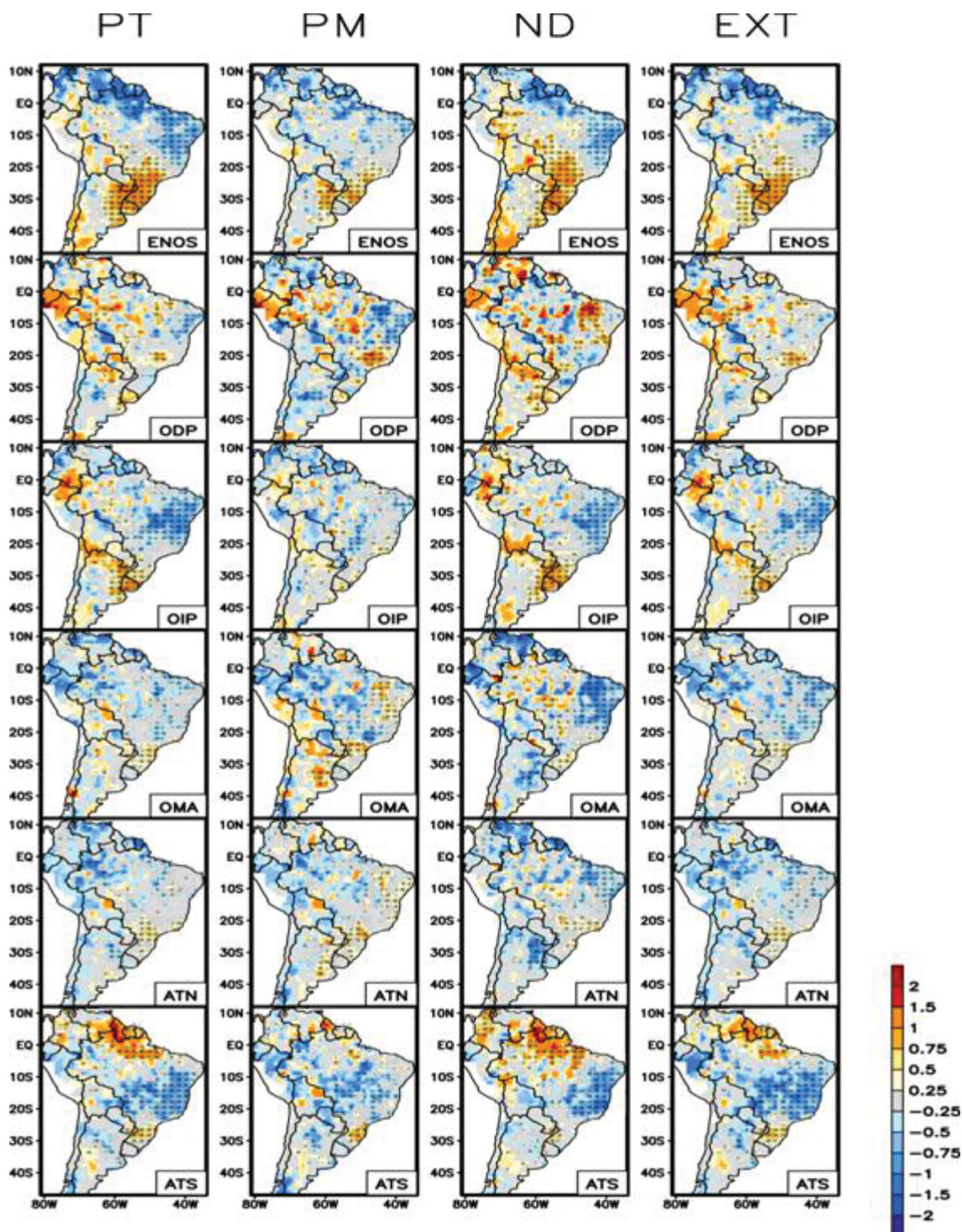


Figura 12.3: Diferença entre a composição de anomalias em anos de fase positiva e negativa dos modos para a PT, PM, ND e EXT – Primavera

As hachuras delimitam regiões com resultados significativos (nível de confiança acima de 90% no teste T de Student) e as cores correspondem a magnitude de anomalias padronizadas com escala de acordo com a barra de cores dadas em mm/mês para PT, mm/dia para PM, dias para ND e evento extremo para EXT.

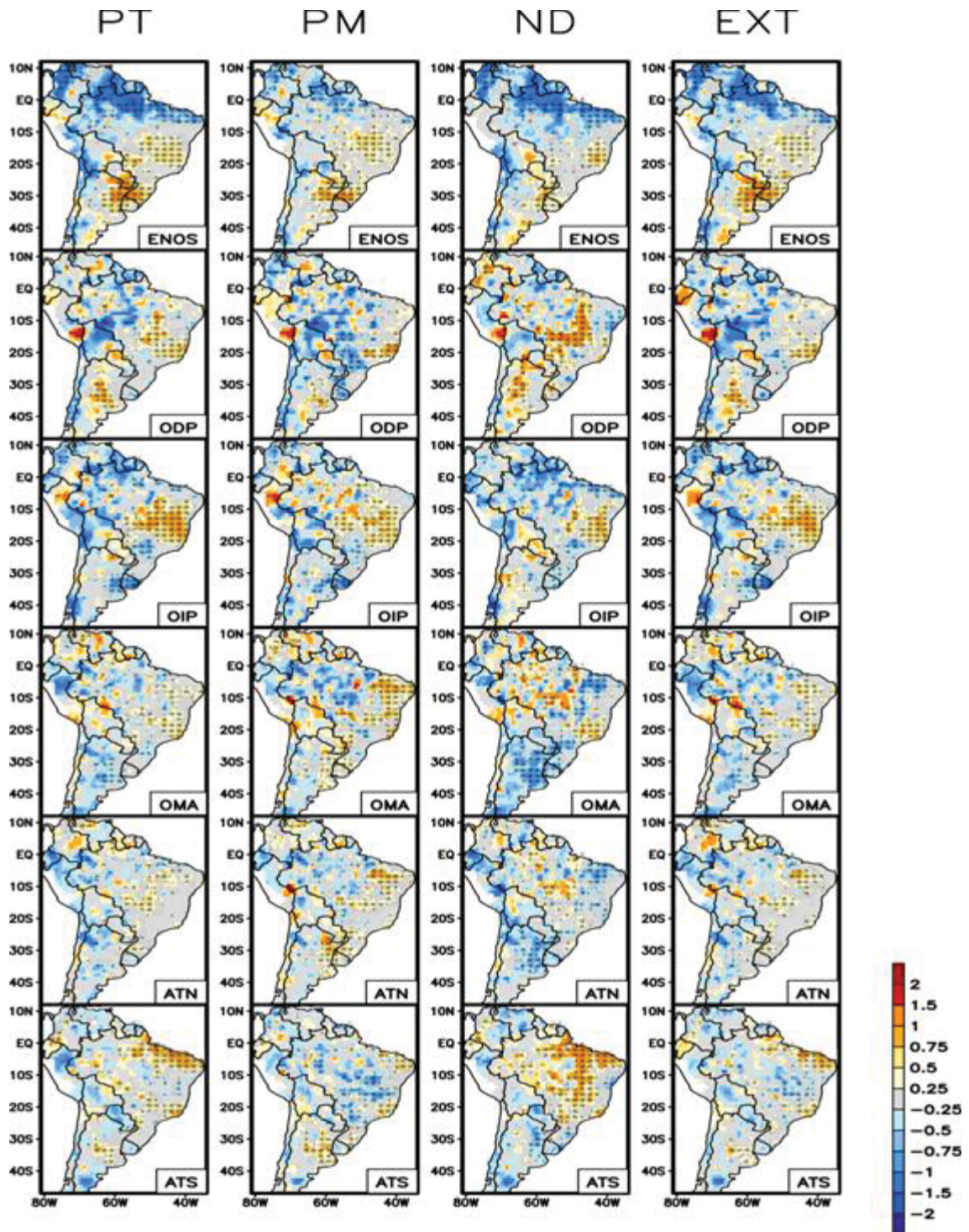


Figura 12.4: Diferença entre a composição de anomalias em anos de fase positiva e negativa dos modos para a PT, PM, ND e EXT – Verão

A As hachuras delimitam regiões com resultados significativos (nível de confiança acima de 90% no teste T de Student) e as cores correspondem a magnitude de anomalias padronizadas com escala de acordo com a barra de cores dadas em mm/mês para PT, mm/dia para PM, dias para ND e evento extremo para EXT.

ANEXO 3 — SIGNIFICÂNCIA DA DIFERENÇA ENTRE COMPOSIÇÕES DE ANOMALIAS EM FASES OPOSTAS DOS MODOS PARA OS ÍNDICES DE CHUVA

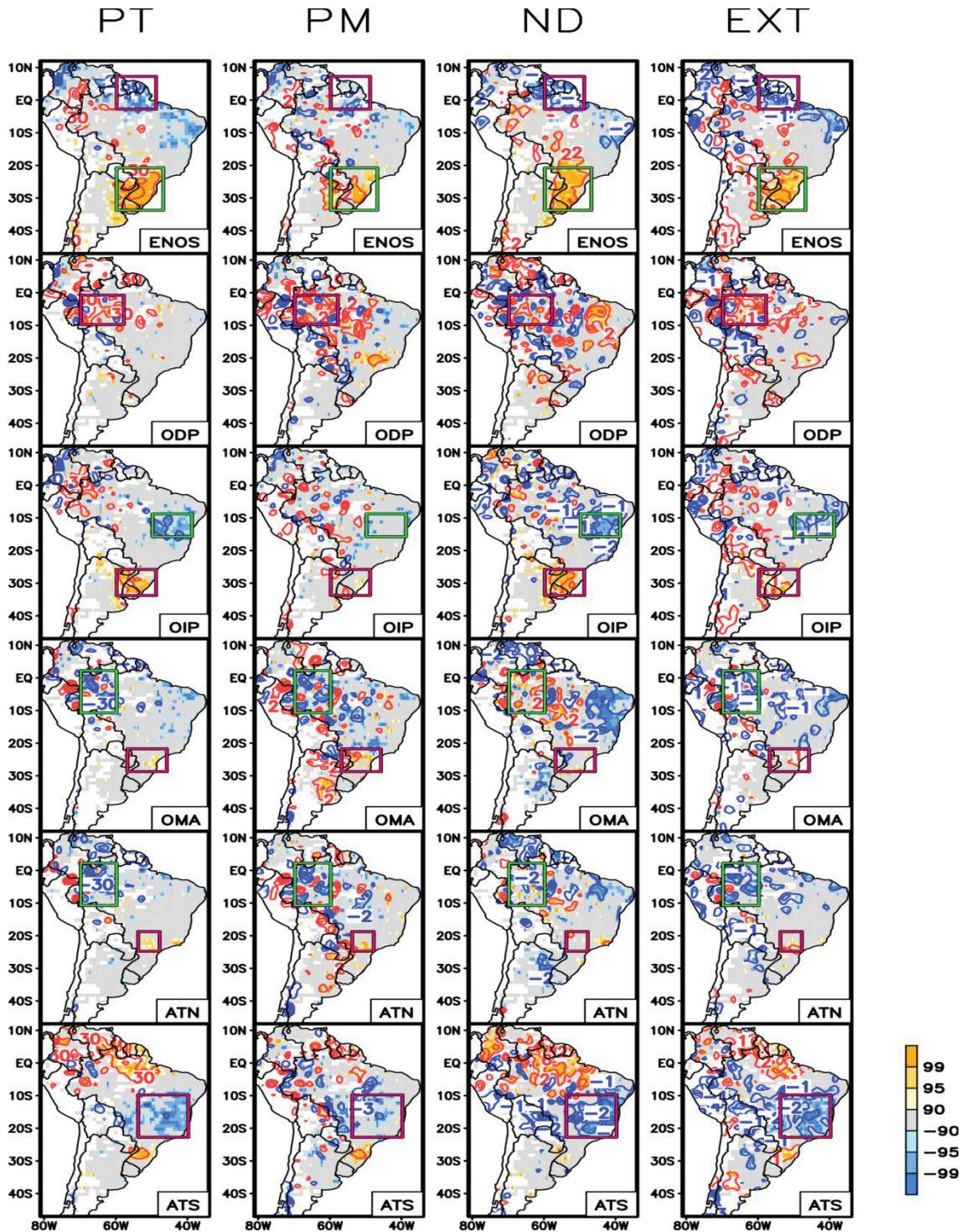


Figura 12.5: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase opostas dos modos para PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste MWU – Primavera.

As isolinhas indicam a magnitude das anomalias e as cores representam o nível de confiança da diferença, de acordo com a barra de cores. A distância entre as isolinhas é de 30mm/mês para PT, 2 mm/dia para PM, 2 dias para ND e 1 evento extremo para EXT.

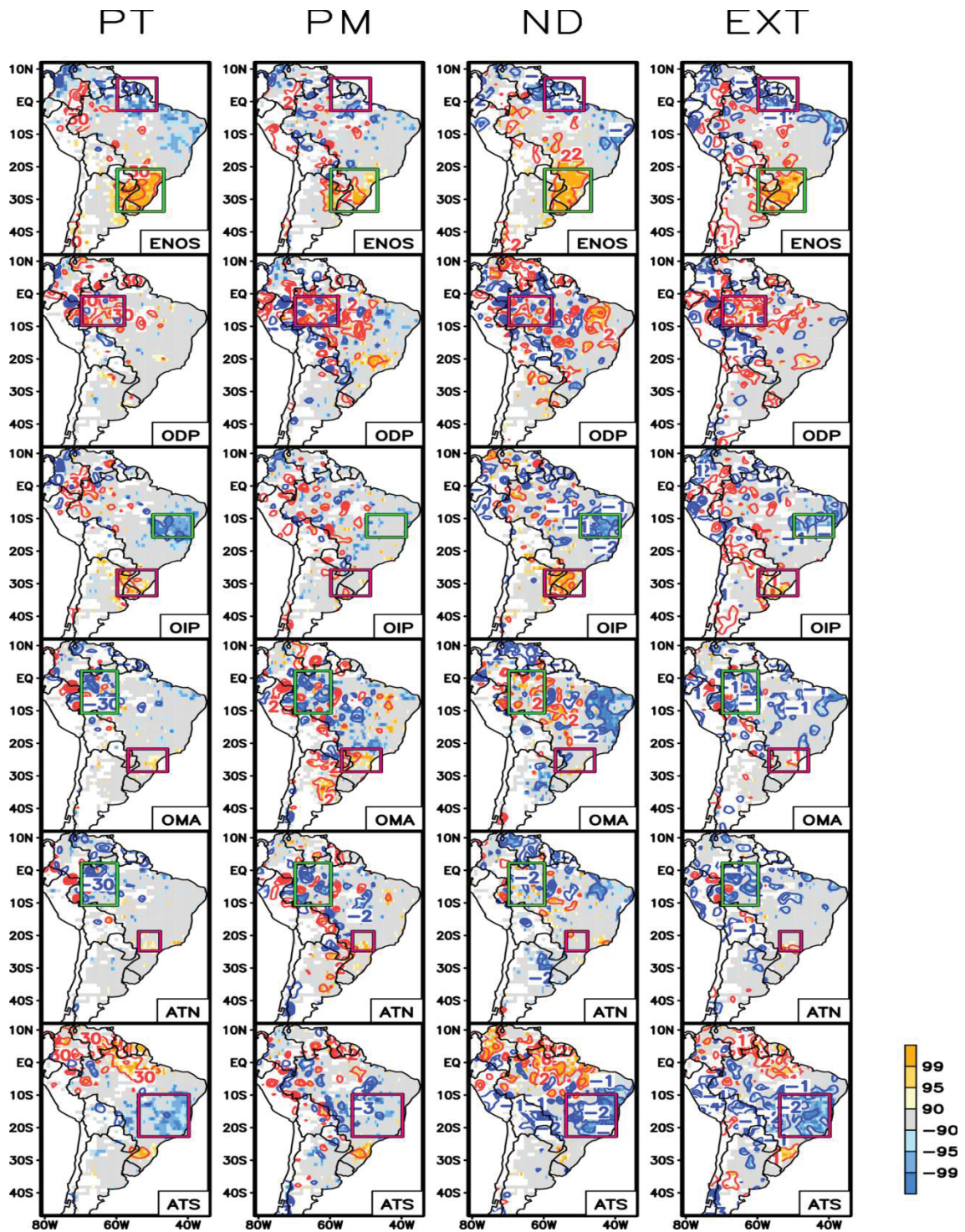


Figura 12.6: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase opostas dos modos para PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste T – Primavera.

As isolinhas indicam a magnitude das anomalias e as cores representam o nível de confiança da diferença, de acordo com a barra de cores. A distância entre as isolinhas é de 30mm/mês para PT, 2 mm/dia para PM, 2 dias para ND e 1 evento extremo para EXT.

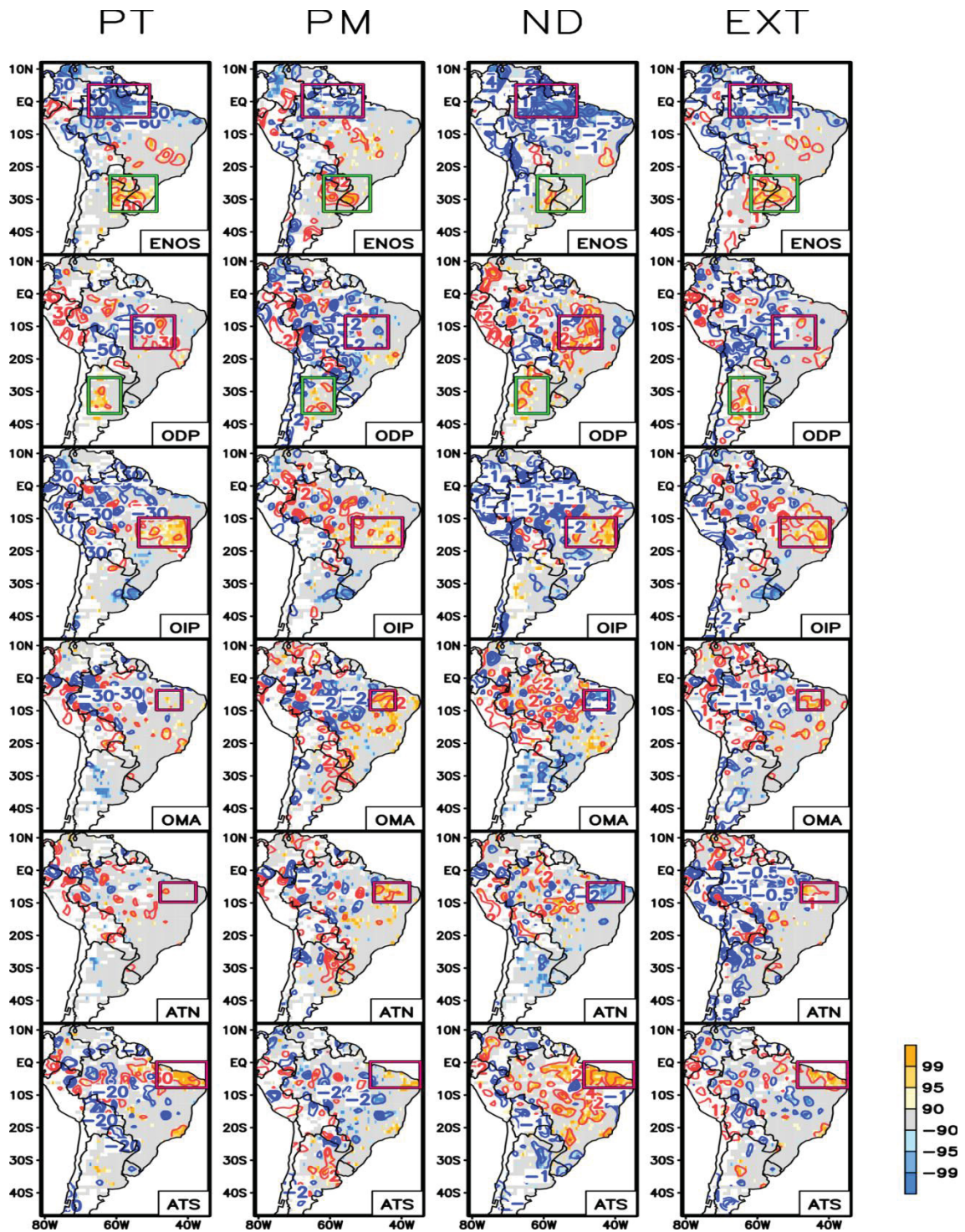


Figura 12.7: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase opostas dos modos para PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste MWU – Verão.

As isolinhas indicam a magnitude das anomalias e as cores representam o nível de confiança da diferença, de acordo com a barra de cores. A distância entre as isolinhas é de 30mm/mês para PT, 2 mm/dia para PM, 2 dias para ND e 1 evento extremo para EXT.

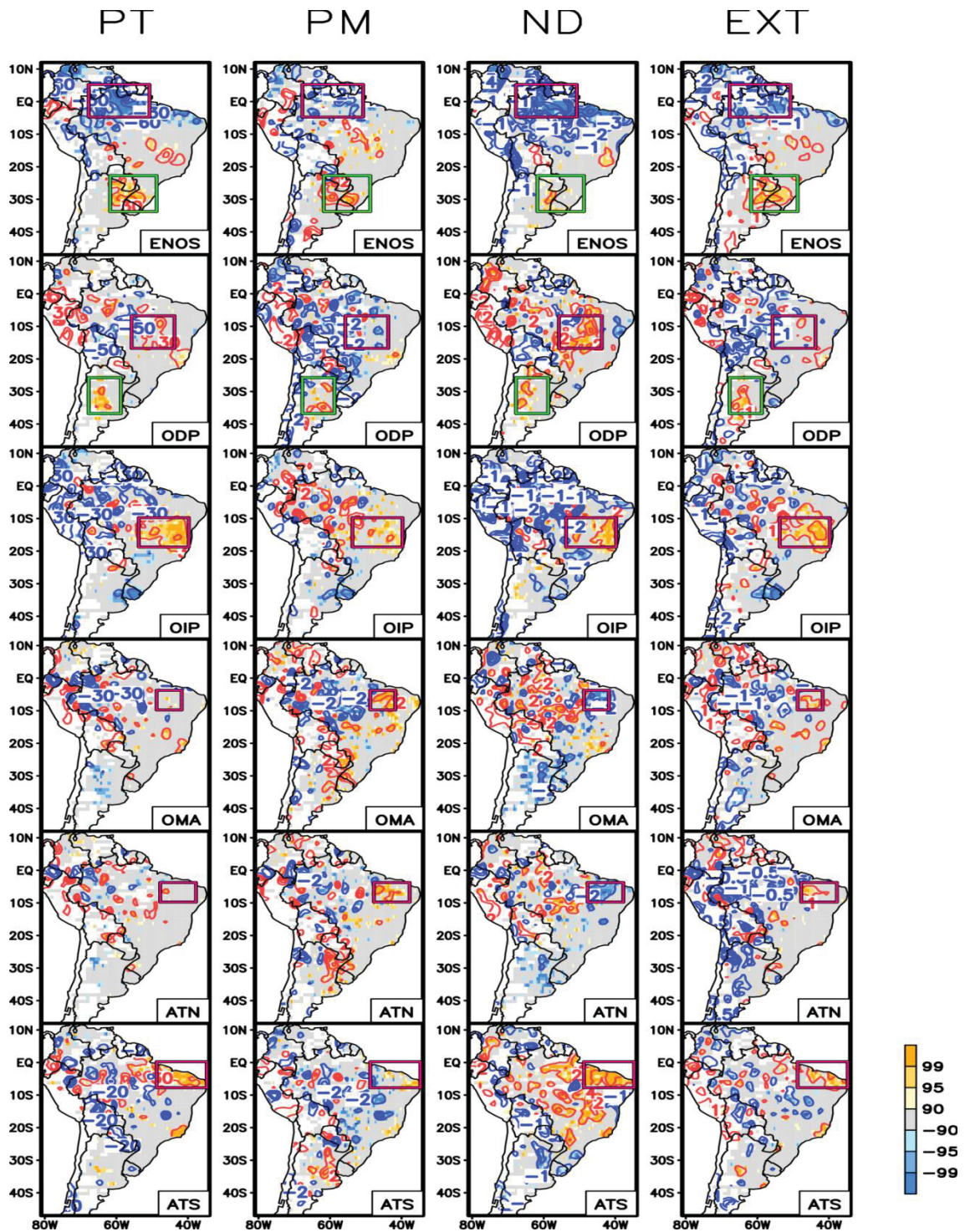


Figura 12.8: Significância da diferença entre as composições de anomalias nos anos de fase opostas dos modos para PT (mm/mensal), PM (mm/dia), ND (dias) e EXT para o teste T – Verão.

As isolinhas indicam a magnitude das anomalias e as cores representam o nível de confiança da diferença, de acordo com a barra de cores. A distância entre as isolinhas é de 30mm/mês para PT, 2 mm/dia para PM, 2 dias para ND e 1 evento extremo para EXT.

ANEXO 4 — CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DE VARIABILIDADE

Tabela 12.1: Correlação entre os modos de variabilidade para cada estação do ano.

Correlação	ATNxAT		ATNxOD		ATNxOM		ATNxENO		ATNxOD		ATNxOI		ATNxSOM		ENOSxOI		ENOSxOM		ODPxOI		ODPxOM		OIPxOM	
	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P
PRIMAVERA	~0	0,134	-0,342	0,128	0,678	-0,0232	0,213	-0,0455	0,0583	0,261	0,44	-0,0351	0,439	-0,54	~0									
VERÃO	~0	0,0798	-0,109	0,0642	0,732	0,0383	0,363	-0,114	0,0644	0,00134	0,395	0,0168	0,375	-0,0131	~0									
OUTONO	~0	0,177	0,0913	0,105	0,701	-0,0325	0,155	-0,0984	0,0388	0,115	0,173	-0,0314	0,617	0,0112	~0									
INVERNO	~0	0,0546	0,0179	0,108	0,437	-0,104	0,0848	-0,0963	-0,0361	0,0627	0,0236	-0,0325	0,533	0,0629	~0									
Significância	ATNxAT	ATNxENO	ATNxOD	ATNxOI	ATNxOM	ATNxENO	ATNxOD	ATNxOI	ATNxSOM	ENOSxOD	ENOSxOI	ENOSxOM	ODPxOI	ODPxOM	OIPxOM									
PRIMAVERA	0,5	0,143	0,0297	0,246	2,66E-05	0,427	0,0484	0,363	0,326	0,0145	7,7E-05	0,386	0,162	0,23	0,5									
VERÃO	0,5	0,264	0,281	0,366	2,16E-06	0,381	0,00779	0,23	0,341	0,496	0,000677	0,448	0,18	0,49	0,5									
OUTONO	0,5	0,0797	0,288	0,26	2,38E-07	0,399	0,199	0,296	0,417	0,21	0,109	0,413	0,134	0,493	0,5									
INVERNO	0,5	0,333	0,453	0,238	0,00118	0,204	0,271	0,244	0,398	0,309	0,426	0,398	0,138	0,469	0,5									

*Coeficientes de correlação entre modos de variabilidade obtidos da mesma ACP são próximos a zero, pois os modos são ortogonais (ex.: OIPxOMA, ATNxATS).

ANEXO 5 — TABELAS DE ANOS COM COMBINAÇÕES DE FASES DOS MODOS

A escolha de anos de fases positiva (+), negativa (-) e neutra (0) para a composição cruzada foi baseada em um limiar de 0,5*desvio padrão da variabilidade temporal dos modos.

Tabela 12.2: Anos de fases isoladas obtidos pela composição de anomalias cruzadas – Primavera.

Fases	Anos	Qtde
ATS(-)xATN(0)	1950 1964 1965 1967 1970	5
ATS(+)xATN(0)	1951 1960 1963 1968 1979 1981 2007	7
ATS(0)xATN(-)	1954 1959 1961 1972 1974 1975 1977 1985 1986 1989 1994 2000	12
ATS(0)xATN(+)	1966 1990 2001 2005 2006 2009 2011 2012 2013 2014	10
ENOS(-)xATN(-)xATS(-)	1956 1971	2
ENOS(-)xATN(-)xATS(+)	1973 1988	2
ENOS(-)xATN(-)xATS(0)	1954 1961 1974 1975	4
ENOS(-)xATN(+)xATS(-)	0	0
ENOS(-)xATN(+)xATS(+)	2010	1
ENOS(-)xATN(+)xATS(0)	2011	1
ENOS(-)xATN(0)	1950 1962 1964 1967 1970 1999 2007	7
ENOS(-)xATN(0)xATS(-)	1950 1964 1967 1970	4
ENOS(-)xATN(0)xATS(+)	2007	1
ENOS(-)xATN(0)xATS(0)	1962 1999	2
ENOS(-)xATS(0)	1954 1961 1962 1974 1975 1999 2011	7
ENOS(-)xODP(-)xOIP(-)	1955 1956 1999 2010	4
ENOS(-)xODP(-)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xODP(-)xOIP(0)	1961 1964 2007	3
ENOS(-)xODP(+)xOIP(-)	0	0
ENOS(-)xODP(+)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xODP(+)xOIP(0)	0	0
ENOS(-)xODP(0)	1967 1970 1971 1973 1974 1975 1988	7
ENOS(-)xODP(0)xOIP(-)	1970 1971 1973 1974 1975	5
ENOS(-)xODP(0)xOIP(+)	1967	1
ENOS(-)xODP(0)xOIP(0)	1988	1
ENOS(-)xOIP(0)	1961 1962 1964 1988 2007	5
ENOS(-)xOMA(-)xOIP(-)	1970 1971 1973 1974 1975	5
ENOS(-)xOMA(-)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xOMA(-)xOIP(0)	1988	1
ENOS(-)xOMA(+)xOIP(-)	1954 1955 1956 1999 2010	5
ENOS(-)xOMA(+)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xOMA(+)xOIP(0)	2007	1
ENOS(-)xOMA(0)	1961 1962 1964 1967	4
ENOS(-)xOMA(0)xODP(0)	1967	1
ENOS(-)xOMA(0)xOIP(-)	0	0

Fases	Anos	Qtde
ENOS(-)xOMA(0)xOIP(+)	1967	1
ENOS(-)xOMA(0)xOIP(0)	1961 1962 1964	3
ENOS(+)xATN(-)xATS(-)	1991	1
ENOS(+)xATN(-)xATS(+)	1993	1
ENOS(+)xATN(-)xATS(0)	1986 1994	2
ENOS(+)xATN(+)xATS(-)	1957 1969 1976	3
ENOS(+)xATN(+)xATS(+)	1987 1997 2004	3
ENOS(+)xATN(+)xATS(0)	2006 2009 2012	3
ENOS(+)xATN(0)	1951 1953 1963 1965 2002	5
ENOS(+)xATN(0)xATS(-)	1965	1
ENOS(+)xATN(0)xATS(+)	1963	1
ENOS(+)xATN(0)xATS(0)	1953 2002	2
ENOS(+)xATS(0)	1953 1972 1986 1994 2002 2006 2009 2012	8
ENOS(+)xODP(-)xOIP(-)	2009	1
ENOS(+)xODP(-)xOIP(+)	0	0
ENOS(+)xODP(-)xOIP(0)	1963 2006	2
ENOS(+)xODP(+)xOIP(-)	0	0
ENOS(+)xODP(+)xOIP(+)	1986 1987	2
ENOS(+)xODP(+)xOIP(0)	1982	1
ENOS(+)xODP(0)	1957 1969 1972 1976 1991 1993 1994 1997 2002 2004	10
ENOS(+)xODP(0)xOIP(-)	1972 1976	2
ENOS(+)xODP(0)xOIP(+)	1991 1993 1994 2002 2004	5
ENOS(+)xODP(0)xOIP(0)	1957 1969 1997	3
ENOS(+)xOIP(0)	1957 1963 1969 1982 1997 2006	6
ENOS(+)xOMA(-)xOIP(-)	1972 1976	2
ENOS(+)xOMA(-)xOIP(+)	1991 1993 1994	3
ENOS(+)xOMA(-)xOIP(0)	1982	1
ENOS(+)xOMA(+)xOIP(-)	2009	1
ENOS(+)xOMA(+)xOIP(+)	2002 2004	2
ENOS(+)xOMA(+)xOIP(0)	1997 2006	2
ENOS(+)xOMA(0)	1963 1965 1969	3
ENOS(+)xOMA(0)xODP(0)	1969	1
ENOS(+)xOMA(0)xOIP(-)	0	0
ENOS(+)xOMA(0)xOIP(+)	0	0
ENOS(+)xOMA(0)xOIP(0)	1963 1969	2
ENOS(0)xATN(-)	1959 1977 1978 1983 1984 1985 1989 1992 2000	9
ENOS(0)xATN(-)xATS(-)	1978 1983 1992	3
ENOS(0)xATN(-)xATS(+)	1984	1
ENOS(0)xATN(-)xATS(0)	1959 1977 1985 1989 2000	5
ENOS(0)xATN(+)	1952 1958 1966 1990 1995 1998 2001 2003 2005 2008 2013 2014	12
ENOS(0)xATN(+)xATS(-)	1958	1
ENOS(0)xATN(+)xATS(+)	1995 1998 2003 2008	4
ENOS(0)xATN(+)xATS(0)	1966 1990 2001 2005 2013 2014	6

Fases	Anos	Qtde
ENOS(0)xATN(0)xATS(-)	0	0
ENOS(0)xATN(0)xATS(+)	1960 1968 1979 1981	4
ENOS(0)xATS(-)	1952 1958 1978 1983 1992	5
ENOS(0)xATS(+)	1960 1968 1979 1981 1984 1995 1998 2003 2008	9
ENOS(0)xODP(-)	1960 2000 2001 2008	4
ENOS(0)xODP(-)xOIP(-)	2000 2008	2
ENOS(0)xODP(-)xOIP(+)	0	0
ENOS(0)xODP(-)xOIP(0)	1960 2001	2
ENOS(0)xODP(+)	1980 1981 1983 1984 1985	5
ENOS(0)xODP(+)xOIP(-)	0	0
ENOS(0)xODP(+)xOIP(+)	1985	1
ENOS(0)xODP(+)xOIP(0)	1980 1981 1983 1984	4
ENOS(0)xODP(0)xOIP(-)	1998	1
ENOS(0)xODP(0)xOIP(+)	1958 1959 1966 1968 1978 1979 1990 1992 1995 1996 2003 2005	12
ENOS(0)xOIP(-)	1998 2000 2008	3
ENOS(0)xOIP(+)	1958 1959 1966 1968 1978 1979 1985 1990 1992 1995 1996 2003 2005	13
ENOS(0)xOMA(-)	1983 1984 1985 1989 1990 1992	6
ENOS(0)xOMA(-)xODP(0)	1989 1990 1992	3
ENOS(0)xOMA(-)xOIP(-)	0	0
ENOS(0)xOMA(-)xOIP(+)	1985	1
ENOS(0)xOMA(-)xOIP(0)	1983 1984 1989	3
ENOS(0)xOMA(+)	1958 1959 1960 1996 1998 2000 2001 2003 2005 2008	10
ENOS(0)xOMA(+)xODP(0)	1958 1959 1996 1998 2003 2005	6
ENOS(0)xOMA(+)xOIP(-)	1998 2000 2008	3
ENOS(0)xOMA(+)xOIP(+)	1958 1959 1996 2003 2005	5
ENOS(0)xOMA(+)xOIP(0)	1960 2001	2
ENOS(0)xOMA(0)xODP(-)	0	0
ENOS(0)xOMA(0)xODP(+)	1980 1981	2
ENOS(0)xOMA(0)xOIP(-)	0	0
ENOS(0)xOMA(0)xOIP(+)	1966 1968 1978 1979 1995	5
ODP(-)xATN(0)	1960 1962 1963 1964 1965 1999 2007	7
ODP(-)xATS(-)xATN(-)	1956	1
ODP(-)xATS(-)xATN(+)	0	0
ODP(-)xATS(-)xATN(0)	1964 1965	2
ODP(-)xATS(+)xATN(-)	0	0
ODP(-)xATS(+)xATN(+)	2008 2010	2
ODP(-)xATS(+)xATN(0)	1960 2007	2
ODP(-)xATS(0)	1954 1961 1962 1999 2000 2001 2006 2009	8
ODP(-)xATS(0)xATN(-)	1961 2000	2
ODP(-)xATS(0)xATN(+)	2001 2006 2009	3
ODP(-)xATS(0)xATN(0)	1962 1999	2
ODP(-)xOIP(0)	1960 1961 1962 1963 1964 2001 2006 2007	8

Fases	Anos	Qtde
ODP(+) x ATN(0)	1980 1981	2
ODP(+) x ATS(-) x ATN(-)	1982 1983	2
ODP(+) x ATS(-) x ATN(+)	0	0
ODP(+) x ATS(-) x ATN(0)	0	0
ODP(+) x ATS(+) x ATN(-)	1984	1
ODP(+) x ATS(+) x ATN(+)	1987	1
ODP(+) x ATS(+) x ATN(0)	1981	1
ODP(+) x ATS(0)	1980 1985 1986	3
ODP(+) x ATS(0) x ATN(-)	1985 1986	2
ODP(+) x ATS(0) x ATN(+)	0	0
ODP(+) x ATS(0) x ATN(0)	1980	1
ODP(+) x OIP(0)	1980 1981 1982 1983 1984	5
ODP(0) x ATN(-)	1959 1971 1972 1973 1974 1975 1977 1978 1988 1989 1991 1992 1993 1994	14
ODP(0) x ATN(+)	1952 1957 1958 1966 1969 1976 1990 1995 1997 1998 2003 2004 2005 2011 2012 2013 2014	17
ODP(0) x ATS(-)	1950 1952 1957 1958 1967 1969 1970 1971 1976 1978 1991 1992	12
ODP(0) x ATS(-) x ATN(-)	1971 1978 1991 1992	4
ODP(0) x ATS(-) x ATN(+)	1952 1957 1958 1969 1976	5
ODP(0) x ATS(-) x ATN(0)	1950 1967 1970	3
ODP(0) x ATS(+)	1951 1968 1973 1979 1988 1993 1995 1997 1998 2003 2004	11
ODP(0) x ATS(+) x ATN(-)	1973 1988 1993	3
ODP(0) x ATS(+) x ATN(+)	1995 1997 1998 2003 2004	5
ODP(0) x ATS(+) x ATN(0)	1951 1968 1979	3
ODP(0) x ATS(0) x ATN(-)	1959 1972 1974 1975 1977 1989 1994	7
ODP(0) x ATS(0) x ATN(+)	1966 1990 2005 2011 2012 2013 2014	7
ODP(0) x OIP(-)	1970 1971 1972 1973 1974 1975 1976 1998	8
ODP(0) x OIP(+)	1958 1959 1966 1967 1968 1978 1979 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 2002 2003 2004 2005	18
OMA(-) x ATN(0)	1970	1
OMA(-) x ATS(-) x ATN(-)	1971 1982 1983 1991 1992	5
OMA(-) x ATS(-) x ATN(+)	1976	1
OMA(-) x ATS(-) x ATN(0)	1970	1
OMA(-) x ATS(+) x ATN(-)	1973 1984 1993	3
OMA(-) x ATS(+) x ATN(+)	1987	1
OMA(-) x ATS(+) x ATN(0)	0	0
OMA(-) x ATS(0)	1972 1974 1975 1985 1986 1989 1990 1994	8
OMA(-) x ATS(0) x ATN(-)	1972 1974 1975 1985 1986 1989 1994	7
OMA(-) x ATS(0) x ATN(+)	1990	1
OMA(-) x ATS(0) x ATN(0)	0	0
OMA(-) x ODP(-) x OIP(-)	0	0
OMA(-) x ODP(-) x OIP(+)	0	0
OMA(-) x ODP(-) x OIP(0)	0	0
OMA(-) x ODP(+) x OIP(-)	0	0
OMA(-) x ODP(+) x OIP(+)	1985 1986 1987	3

Fases	Anos	Qtde
OMA(-)xODP(+)xOIP(0)	1982 1983 1984	3
OMA(-)xODP(0)	1970 1971 1972 1973 1974 1975 1976 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994	14
OMA(-)xODP(0)xOIP(-)	1970 1971 1972 1973 1974 1975 1976	7
OMA(-)xODP(0)xOIP(+)	1990 1991 1992 1993 1994	5
OMA(-)xODP(0)xOIP(0)	1988 1989	2
OMA(-)xOIP(0)	1982 1983 1984 1988 1989	5
OMA(+)xATN(0)	1960 1996 1999 2002 2007	5
OMA(+)xATS(-)xATN(-)	1956	1
OMA(+)xATS(-)xATN(+)	1958	1
OMA(+)xATS(-)xATN(0)	0	0
OMA(+)xATS(+)xATN(-)	0	0
OMA(+)xATS(+)xATN(+)	1997 1998 2003 2004 2008 2010	6
OMA(+)xATS(+)xATN(0)	1960 2007	2
OMA(+)xATS(0)	1954 1959 1996 1999 2000 2001 2002 2005 2006 2009	10
OMA(+)xATS(0)xATN(-)	1959 2000	2
OMA(+)xATS(0)xATN(+)	2001 2005 2006 2009	4
OMA(+)xATS(0)xATN(0)	1996 1999 2002	3
OMA(+)xODP(-)xOIP(-)	1955 1956 1999 2000 2008 2009 2010	7
OMA(+)xODP(-)xOIP(+)	0	0
OMA(+)xODP(-)xOIP(0)	1960 2001 2006 2007	4
OMA(+)xODP(+)xOIP(-)	0	0
OMA(+)xODP(+)xOIP(+)	0	0
OMA(+)xODP(+)xOIP(0)	0	0
OMA(+)xODP(0)	1957 1958 1959 1996 1997 1998 2002 2003 2004 2005	10
OMA(+)xODP(0)xOIP(-)	1998	1
OMA(+)xODP(0)xOIP(+)	1958 1959 1996 2002 2003 2004 2005	7
OMA(+)xODP(0)xOIP(0)	1957 1997	2
OMA(+)xOIP(0)	1957 1960 1997 2001 2006 2007	6
OMA(0)xATN(-)	1961 1977 1978	3
OMA(0)xATN(+)	1952 1966 1969 1995 2011 2012 2013 2014	8
OMA(0)xATS(-)	1950 1952 1964 1965 1967 1969 1978	7
OMA(0)xATS(-)xATN(-)	1978	1
OMA(0)xATS(-)xATN(+)	1952 1969	2
OMA(0)xATS(-)xATN(0)	1950 1964 1965 1967	4
OMA(0)xATS(+)	1951 1963 1968 1979 1981 1995	6
OMA(0)xATS(+)xATN(-)	0	0
OMA(0)xATS(+)xATN(+)	1995	1
OMA(0)xATS(+)xATN(0)	1951 1963 1968 1979 1981	5
OMA(0)xATS(0)xATN(-)	1961 1977	2
OMA(0)xATS(0)xATN(+)	1966 2011 2012 2013 2014	5
OMA(0)xODP(-)	1961 1962 1963 1964 1965	5
OMA(0)xODP(-)xOIP(-)	0	0
OMA(0)xODP(-)xOIP(+)	1965	1
OMA(0)xODP(-)xOIP(0)	1961 1962 1963 1964	4

Fases	Anos	Qtde
OMA(0)xODP(+)	1980 1981	2
OMA(0)xODP(+)xOIP(-)	0	0
OMA(0)xODP(+)xOIP(+)	0	0
OMA(0)xODP(+)xOIP(0)	1980 1981	2
OMA(0)xODP(0)xOIP(-)	0	0
OMA(0)xODP(0)xOIP(+)	1966 1967 1968 1978 1979 1995	6
OMA(0)xOIP(-)	0	0
OMA(0)xOIP(+)	1965 1966 1967 1968 1978 1979 1995	7

Tabela 12.3: Anos* de fases isoladas obtidos pela composição de anomalias cruzadas – Verão.

Fases	Anos	Qtde
ATS(-)xATN(0)	1953 1954 1959 1964 1965 1970 1980 1989 2011	9
ATS(+)xATN(0)	1963 1981 1987 1999 2002 2008	6
ATS(0)xATN(-)	1951 1960 1974 1975 1982 1986 2000	7
ATS(0)xATN(+)	1961 1962 1979 1995 2001 2005	6
ENOS(-)xATN(-)xATS(-)	0	0
ENOS(-)xATN(-)xATS(+)	1973 1983 1984 1985 1988 2007	6
ENOS(-)xATN(-)xATS(0)	1974 1975 2000	3
ENOS(-)xATN(+)xATS(-)	1955	1
ENOS(-)xATN(+)xATS(+)	2010	1
ENOS(-)xATN(+)xATS(0)	1995 2001 2005	3
ENOS(-)xATN(0)	1954 1970 1998 1999 2008 2011	6
ENOS(-)xATN(0)xATS(-)	1954 1970 2011	3
ENOS(-)xATN(0)xATS(+)	1999 2008	2
ENOS(-)xATN(0)xATS(0)	1998	1
ENOS(-)xATS(0)	1974 1975 1995 1998 2000 2001 2005	7
ENOS(-)xODP(-)xOIP(-)	1970 1973 1974 2008	4
ENOS(-)xODP(-)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xODP(-)xOIP(0)	0	0
ENOS(-)xODP(+)xOIP(-)	0	0
ENOS(-)xODP(+)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xODP(+)xOIP(0)	1984 1985	2
ENOS(-)xODP(0)	1975 1988 1995 1998 1999 2000 2001 2005 2007 2010	10
ENOS(-)xODP(0)xOIP(-)	1975 1998 1999 2000 2007	5
ENOS(-)xODP(0)xOIP(+)	1995	1
ENOS(-)xODP(0)xOIP(0)	1988 2001 2005 2010	4
ENOS(-)xOIP(0)	1983 1984 1985 1988 2001 2005 2010	7
ENOS(-)xOMA(-)xOIP(-)	1973 1974 1975	3
ENOS(-)xOMA(-)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xOMA(-)xOIP(0)	1983 1984 1985 1988	4
ENOS(-)xOMA(+)xOIP(-)	2007 2008	2
ENOS(-)xOMA(+)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xOMA(+)xOIP(0)	2001 2005	2
ENOS(-)xOMA(0)	1954 1955 1970 1995 1998 1999 2000 2010	8
ENOS(-)xOMA(0)xODP(0)	1995 1998 1999 2000 2010	5

Fases	Anos	Qtde
ENOS(-)xOMA(0)xOIP(-)	1955 1970 1998 1999 2000	5
ENOS(-)xOMA(0)xOIP(+)	0	0
ENOS(-)xOMA(0)xOIP(0)	2010	1
ENOS(+)xATN(-)xATS(-)	1976 1991	2
ENOS(+)xATN(-)xATS(+)	1972 1994	2
ENOS(+)xATN(-)xATS(0)	1951 1982 1986	3
ENOS(+)xATN(+)xATS(-)	1957	1
ENOS(+)xATN(+)xATS(+)	1968 1997 2004 2006 2009	5
ENOS(+)xATN(+)xATS(0)	0	0
ENOS(+)xATN(0)	1965 2002	2
ENOS(+)xATN(0)xATS(-)	1965	1
ENOS(+)xATN(0)xATS(+)	2002	1
ENOS(+)xATN(0)xATS(0)	0	0
ENOS(+)xATS(0)	1951 1982 1986	3
ENOS(+)xODP(-)xOIP(-)	1972 2009	2
ENOS(+)xODP(-)xOIP(+)	1968	1
ENOS(+)xODP(-)xOIP(0)	1965	1
ENOS(+)xODP(+)xOIP(-)	0	0
ENOS(+)xODP(+)xOIP(+)	1982 1986 2002	3
ENOS(+)xODP(+)xOIP(0)	2004	1
ENOS(+)xODP(0)	1957 1976 1991 1992 1994 1997 2006	7
ENOS(+)xODP(0)xOIP(-)	1976 2006	2
ENOS(+)xODP(0)xOIP(+)	1991 1992 1994	3
ENOS(+)xODP(0)xOIP(0)	1997	1
ENOS(+)xOIP(0)	1965 1997 2004	3
ENOS(+)xOMA(-)xOIP(-)	1972 1976	2
ENOS(+)xOMA(-)xOIP(+)	1982 1986 1991 1992 1994	5
ENOS(+)xOMA(-)xOIP(0)	0	0
ENOS(+)xOMA(+)xOIP(-)	2006 2009	2
ENOS(+)xOMA(+)xOIP(+)	1968 2002	2
ENOS(+)xOMA(+)xOIP(0)	1965 1997 2004	3
ENOS(+)xOMA(0)	1957	1
ENOS(+)xOMA(0)xODP(0)	1957	1
ENOS(+)xOMA(0)xOIP(-)	0	0
ENOS(+)xOMA(0)xOIP(+)	0	0
ENOS(+)xOMA(0)xOIP(0)	0	0
ENOS(0)xATN(-)	1956 1960 1967 1971 1990 1993	6
ENOS(0)xATN(-)xATS(-)	1956 1967 1971	3
ENOS(0)xATN(-)xATS(+)	1990 1993	2
ENOS(0)xATN(-)xATS(0)	1960	1
ENOS(0)xATN(+)	1950 1952 1958 1961 1962 1966 1969 1979 1996 2003 2012	11
ENOS(0)xATN(+)xATS(-)	1952 1958 1969 1996	4
ENOS(0)xATN(+)xATS(+)	1966 2003 2012	3
ENOS(0)xATN(+)xATS(0)	1961 1962 1979	3

Fases	Anos	Qtde
ENOS(0)xATN(0)xATS(-)	1953 1959 1964 1980 1989	5
ENOS(0)xATN(0)xATS(+)	1963 1981 1987	3
ENOS(0)xATS(-)	1950 1952 1953 1956 1958 1959 1964 1967 1969 1971 1980 1989 1996	13
ENOS(0)xATS(+)	1963 1966 1981 1987 1990 1993 2003 2012	8
ENOS(0)xODP(-)	1956 1961 1962 1963 1964 1966 1967 1969 1971 1989 1990	11
ENOS(0)xODP(-)xOIP(-)	1971	1
ENOS(0)xODP(-)xOIP(+)	1967 1990	2
ENOS(0)xODP(-)xOIP(0)	1956 1961 1962 1963 1964 1966 1969 1989	8
ENOS(0)xODP(+)	1981 1987 2003	3
ENOS(0)xODP(+)xOIP(-)	0	0
ENOS(0)xODP(+)xOIP(+)	1981 2003	2
ENOS(0)xODP(+)xOIP(0)	1987	1
ENOS(0)xODP(0)xOIP(-)	0	0
ENOS(0)xODP(0)xOIP(+)	1958 1959 1978 1979 1980 1993	6
ENOS(0)xOIP(-)	1971	1
ENOS(0)xOIP(+)	1958 1959 1967 1978 1979 1980 1981 1990 1993 2003	10
ENOS(0)xOMA(-)	1971 1977 1987 1989 1990 1993	6
ENOS(0)xOMA(-)xODP(0)	1977 1993	2
ENOS(0)xOMA(-)xOIP(-)	1971	1
ENOS(0)xOMA(-)xOIP(+)	1990 1993	2
ENOS(0)xOMA(-)xOIP(0)	1977 1987 1989	3
ENOS(0)xOMA(+)	1959 1960 1961 1962 1963 1966 1967 1969 1996 2003	10
ENOS(0)xOMA(+)xODP(0)	1959 1960 1996	3
ENOS(0)xOMA(+)xOIP(-)	0	0
ENOS(0)xOMA(+)xOIP(+)	1959 1967 2003	3
ENOS(0)xOMA(+)xOIP(0)	1960 1961 1962 1963 1966 1969 1996	7
ENOS(0)xOMA(0)xODP(-)	1956 1964	2
ENOS(0)xOMA(0)xODP(+)	1981	1
ENOS(0)xOMA(0)xOIP(-)	0	0
ENOS(0)xOMA(0)xOIP(+)	1958 1978 1979 1980 1981	5
ODP(-)xATN(0)	1954 1963 1964 1965 1970 1989 2008	7
ODP(-)xATS(-)xATN(-)	1956 1967 1971	3
ODP(-)xATS(-)xATN(+)	1955 1969	2
ODP(-)xATS(-)xATN(0)	1954 1964 1965 1970 1989	5
ODP(-)xATS(+)xATN(-)	1972 1973 1990	3
ODP(-)xATS(+)xATN(+)	1966 1968 2009	3
ODP(-)xATS(+)xATN(0)	1963 2008	2
ODP(-)xATS(0)	1961 1962 1974	3
ODP(-)xATS(0)xATN(-)	1974	1
ODP(-)xATS(0)xATN(+)	1961 1962	2
ODP(-)xATS(0)xATN(0)	0	0
ODP(-)xOIP(0)	1956 1961 1962 1963 1964 1965 1966 1969 1989	9
ODP(+)xATN(0)	1981 1987 2002	3

Fases	Anos	Qtde
ODP(+) x ATS(-) x ATN(-)	0	0
ODP(+) x ATS(-) x ATN(+)	0	0
ODP(+) x ATS(-) x ATN(0)	0	0
ODP(+) x ATS(+) x ATN(-)	1983 1984 1985	3
ODP(+) x ATS(+) x ATN(+)	2003 2004	2
ODP(+) x ATS(+) x ATN(0)	1981 2002	2
ODP(+) x ATS(0)	1982 1986	2
ODP(+) x ATS(0) x ATN(-)	1982 1986	2
ODP(+) x ATS(0) x ATN(+)	0	0
ODP(+) x ATS(0) x ATN(0)	0	0
ODP(+) x OIP(0)	1983 1984 1985 1987 2004	5
ODP(0) x ATN(-)	1951 1960 1975 1976 1988 1991 1992 1993 1994 2000 2007	11
ODP(0) x ATN(+)	1950 1952 1957 1958 1979 1995 1996 1997 2001 2005 2006 2010 2012	13
ODP(0) x ATS(-)	1950 1952 1953 1957 1958 1959 1976 1980 1991 1992 1996 2011	12
ODP(0) x ATS(-) x ATN(-)	1976 1991	2
ODP(0) x ATS(-) x ATN(+)	1950 1957 1958 1996	4
ODP(0) x ATS(-) x ATN(0)	1953 1959 1980 2011	4
ODP(0) x ATS(+)	1988 1993 1994 1997 1999 2006 2007 2010 2012	9
ODP(0) x ATS(+) x ATN(-)	1988 1993 1994 2007	4
ODP(0) x ATS(+) x ATN(+)	1997 2006 2010 2012	4
ODP(0) x ATS(+) x ATN(0)	1999	1
ODP(0) x ATS(0) x ATN(-)	1951 1960 1975 2000	4
ODP(0) x ATS(0) x ATN(+)	1979 1995 2001 2005	4
ODP(0) x OIP(-)	1975 1976 1998 1999 2000 2006 2007	7
ODP(0) x OIP(+)	1957 1958 1959 1978 1979 1980 1991 1992 1993 1994 1995	11
OMA(-) x ATN(0)	1977 1987 1989	3
OMA(-) x ATS(-) x ATN(-)	1971 1976 1991	3
OMA(-) x ATS(-) x ATN(+)	0	0
OMA(-) x ATS(-) x ATN(0)	1989	1
OMA(-) x ATS(+) x ATN(-)	1972 1973 1983 1984 1985 1988 1993 1994	8
OMA(-) x ATS(+) x ATN(+)	0	0
OMA(-) x ATS(+) x ATN(0)	1987	1
OMA(-) x ATS(0)	1974 1975 1977 1982 1986	5
OMA(-) x ATS(0) x ATN(-)	1974 1975 1982 1986	4
OMA(-) x ATS(0) x ATN(+)	0	0
OMA(-) x ATS(0) x ATN(0)	1977	1
OMA(-) x ODP(-) x OIP(-)	1971 1972 1973 1974	4
OMA(-) x ODP(-) x OIP(+)	1990	1
OMA(-) x ODP(-) x OIP(0)	1989	1
OMA(-) x ODP(+) x OIP(-)	0	0
OMA(-) x ODP(+) x OIP(+)	1982 1986	2
OMA(-) x ODP(+) x OIP(0)	1983 1984 1985 1987	4
OMA(-) x ODP(0)	1975 1976 1977 1988 1991 1992 1993 1994	8

Fases	Anos	Qtde
OMA(-)xODP(0)xOIP(-)	1975 1976	2
OMA(-)xODP(0)xOIP(+)	1991 1992 1993 1994	4
OMA(-)xODP(0)xOIP(0)	1977 1988	2
OMA(-)xOIP(0)	1977 1983 1984 1985 1987 1988 1989	7
OMA(+)xATN(0)	1959 1963 1965 2002 2008	5
OMA(+)xATS(-)xATN(-)	1967	1
OMA(+)xATS(-)xATN(+)	1969 1996	2
OMA(+)xATS(-)xATN(0)	1959 1965	2
OMA(+)xATS(+)xATN(-)	2007	1
OMA(+)xATS(+)xATN(+)	1966 1968 1997 2003 2004 2006 2009	7
OMA(+)xATS(+)xATN(0)	1963 2008	2
OMA(+)xATS(0)	1960 1961 1962 2001 2005	5
OMA(+)xATS(0)xATN(-)	1960	1
OMA(+)xATS(0)xATN(+)	1961 1962 2001	3
OMA(+)xATS(0)xATN(0)	0	0
OMA(+)xODP(-)xOIP(-)	2008 2009	2
OMA(+)xODP(-)xOIP(+)	1967 1968	2
OMA(+)xODP(-)xOIP(0)	1961 1962 1963 1965 1966 1969	6
OMA(+)xODP(+)xOIP(-)	0	0
OMA(+)xODP(+)xOIP(+)	2002 2003	2
OMA(+)xODP(+)xOIP(0)	2004	1
OMA(+)xODP(0)	1959 1960 1996 1997 2001 2005 2006 2007	8
OMA(+)xODP(0)xOIP(-)	2006 2007	2
OMA(+)xODP(0)xOIP(+)	1959	1
OMA(+)xODP(0)xOIP(0)	1960 1996 1997 2001 2005	5
OMA(+)xOIP(0)	1960 1961 1962 1963 1965 1966 1969 1996 1997 2001 2004 2005	12
OMA(0)xATN(-)	1951 1956 2000	3
OMA(0)xATN(+)	1950 1952 1955 1957 1958 1979 1995 2010 2012	9
OMA(0)xATS(-)	1950 1952 1953 1954 1955 1956 1957 1958 1964 1970 1980 2011	12
OMA(0)xATS(-)xATN(-)	1956	1
OMA(0)xATS(-)xATN(+)	1950 1952 1955 1957 1958	5
OMA(0)xATS(-)xATN(0)	1953 1954 1964 1970 1980 2011	6
OMA(0)xATS(+)	1981 1999 2010 2012	4
OMA(0)xATS(+)xATN(-)	0	0
OMA(0)xATS(+)xATN(+)	2010 2012	2
OMA(0)xATS(+)xATN(0)	1981 1999	2
OMA(0)xATS(0)xATN(-)	1951 2000	2
OMA(0)xATS(0)xATN(+)	1979 1995	2
OMA(0)xODP(-)	1954 1955 1956 1964 1970	5
OMA(0)xODP(-)xOIP(-)	1954 1955 1970	3
OMA(0)xODP(-)xOIP(+)	0	0
OMA(0)xODP(-)xOIP(0)	1956 1964	2
OMA(0)xODP(+)	1981	1

Fases	Anos	Qtde
OMA(0)xODP(+)<xoip(-)< b=""></xoip(-)<>	0	0
OMA(0)xODP(+)<xoip(+)< b=""></xoip(+)<>	1981	1
OMA(0)xODP(+)<xoip(0)< b=""></xoip(0)<>	0	0
OMA(0)xODP(0)<xoip(-)< b=""></xoip(-)<>	1998 1999 2000	3
OMA(0)xODP(0)<xoip(+)< b=""></xoip(+)<>	1957 1958 1978 1979 1980 1995	6
OMA(0)xOIP(-)	1954 1955 1970 1998 1999 2000	6
OMA(0)xOIP(+)	1957 1958 1978 1979 1980 1981 1995	7

*São apresentados os anos no início do verão (no mês de dezembro). Por exemplo, o verão de 1998 tem ocorrência de El Niño e foi representado como 1997.

ANEXO 6 — COMPOSIÇÕES CRUZADAS DOS MODOS PARA FASES COMBINADAS

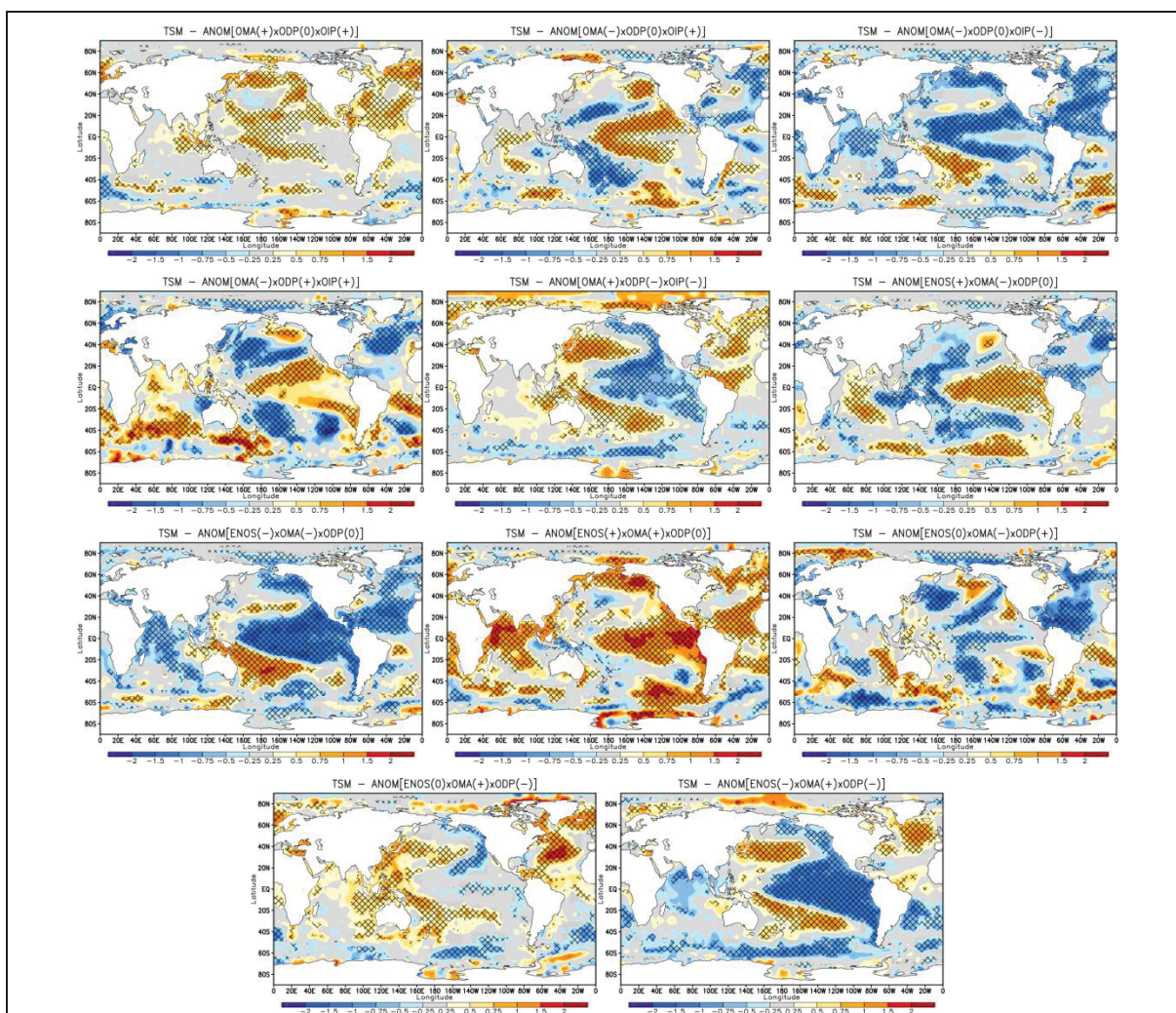


Figura 12.9: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e de OMA – Primavera. As manchas indicam o valor de anomalias padronizadas, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

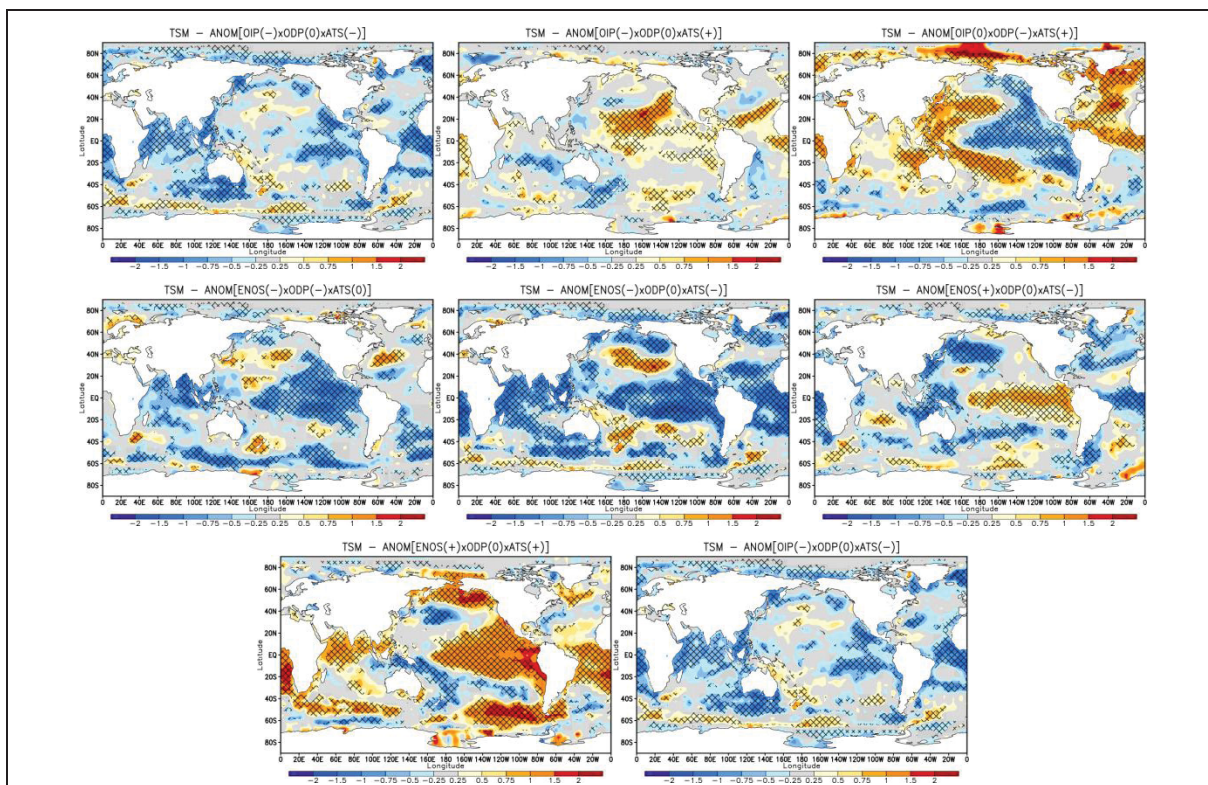
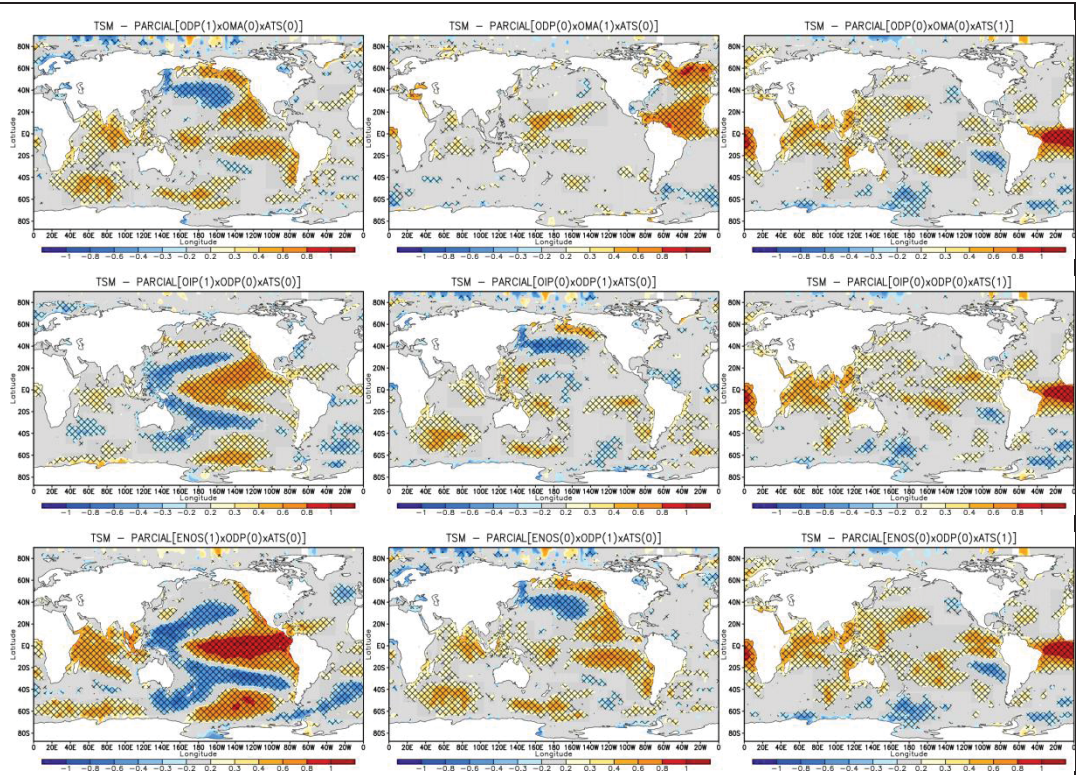
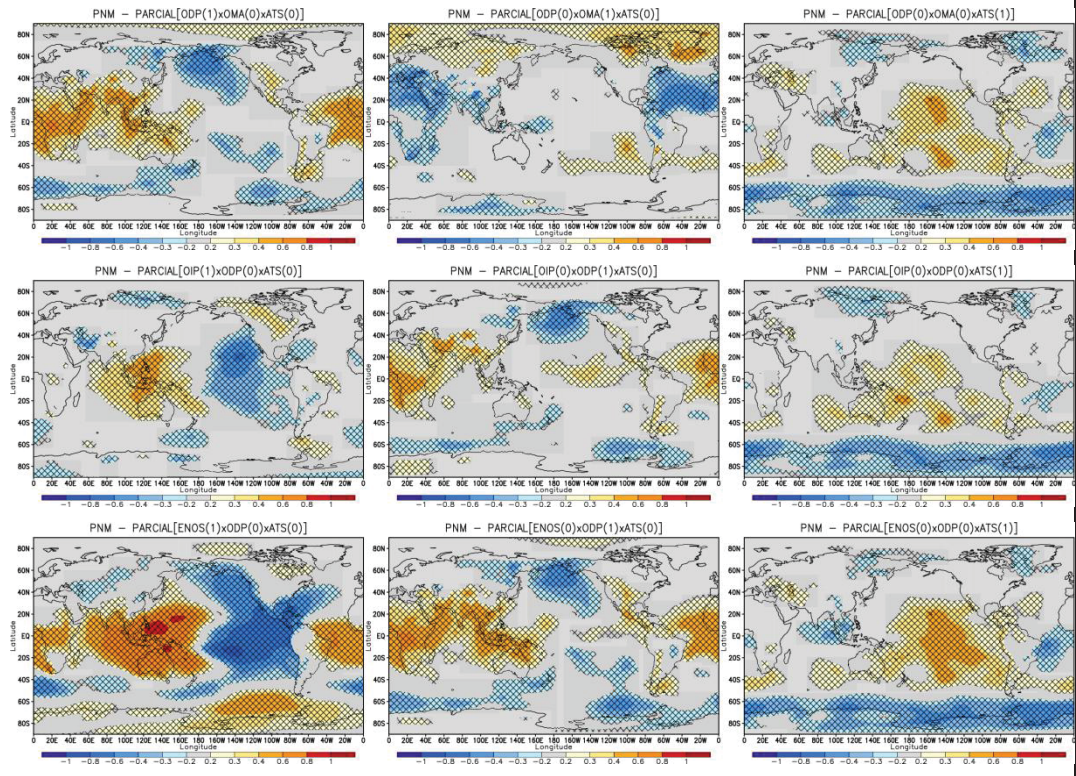


Figura 12.10: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e do modo ATS – Primavera. As manchas indicam o valor de anomalias padronizadas, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

(a) TSM



(b) PNM



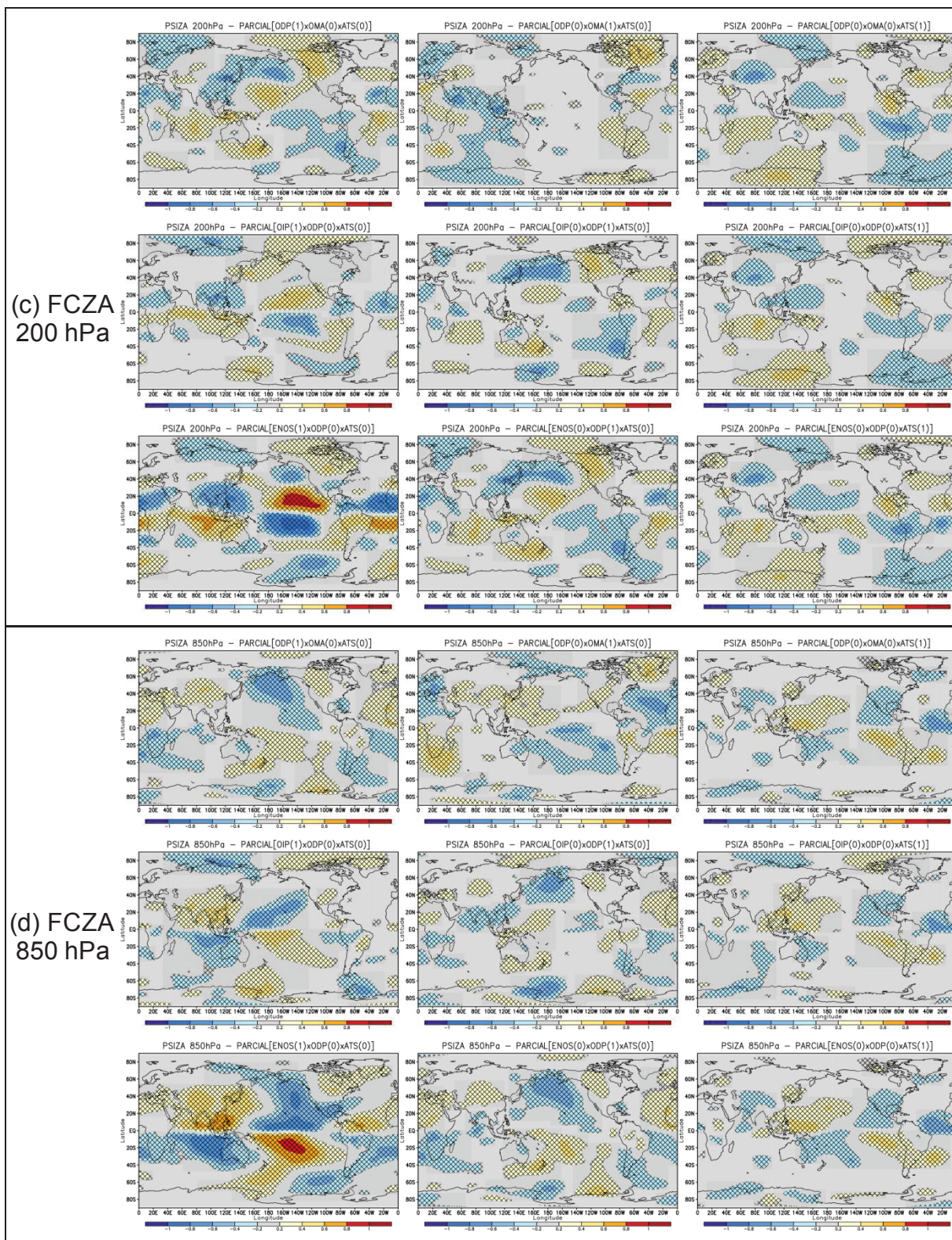


Figura 12.11: Campos de correlações parciais de segunda ordem de (a) TSM, (b) PNM, (c) FCZA a 200 hPa e (d) a 850hPa usando os modos do Oceano Pacífico e os modos ATS e OMA – Verão.

As manchas indicam o valor de correlação, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

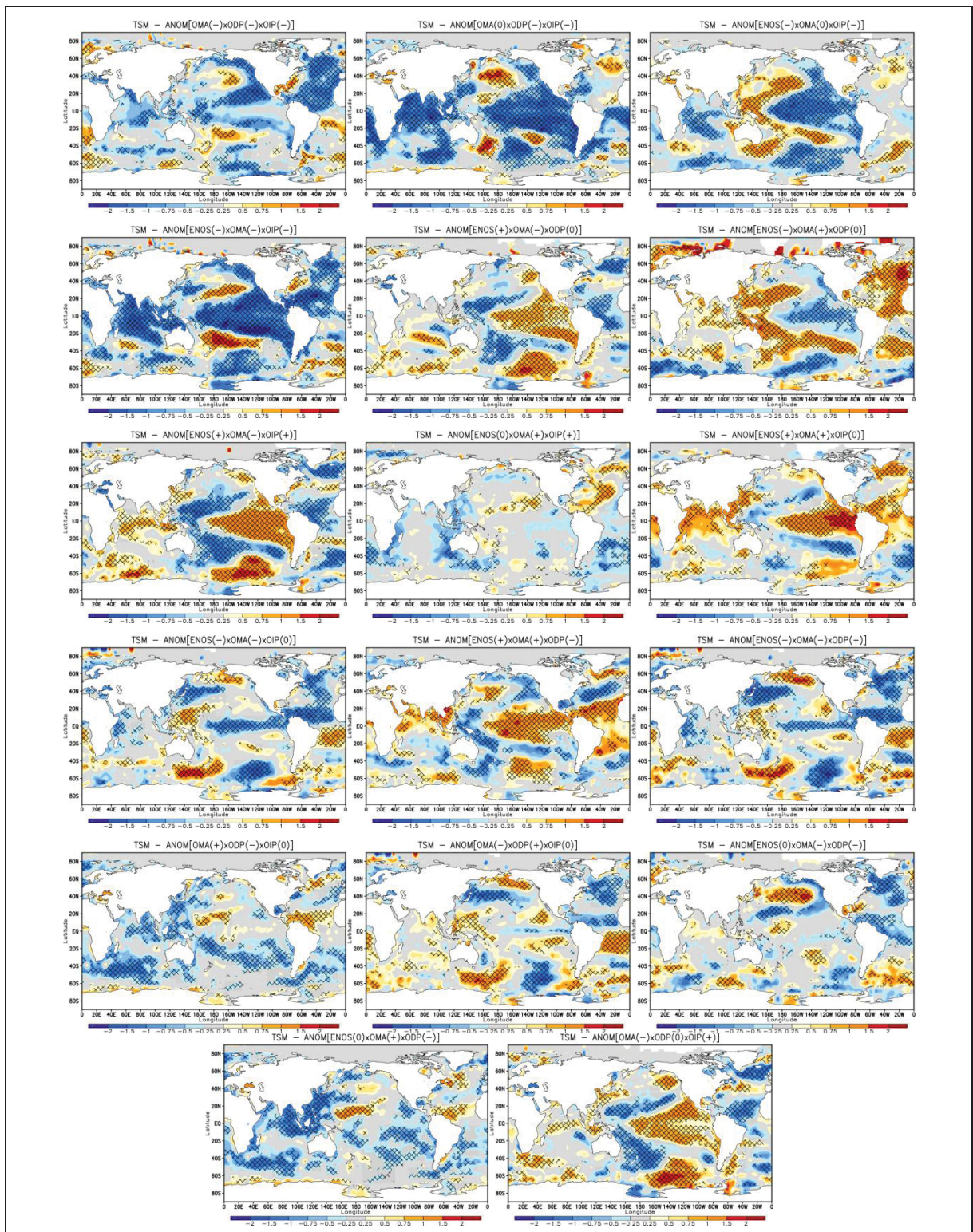


Figura 12.12: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos dos Oceanos Pacífico e Atlântico – Verão.
 As manchas indicam o valor de anomalias padronizadas, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

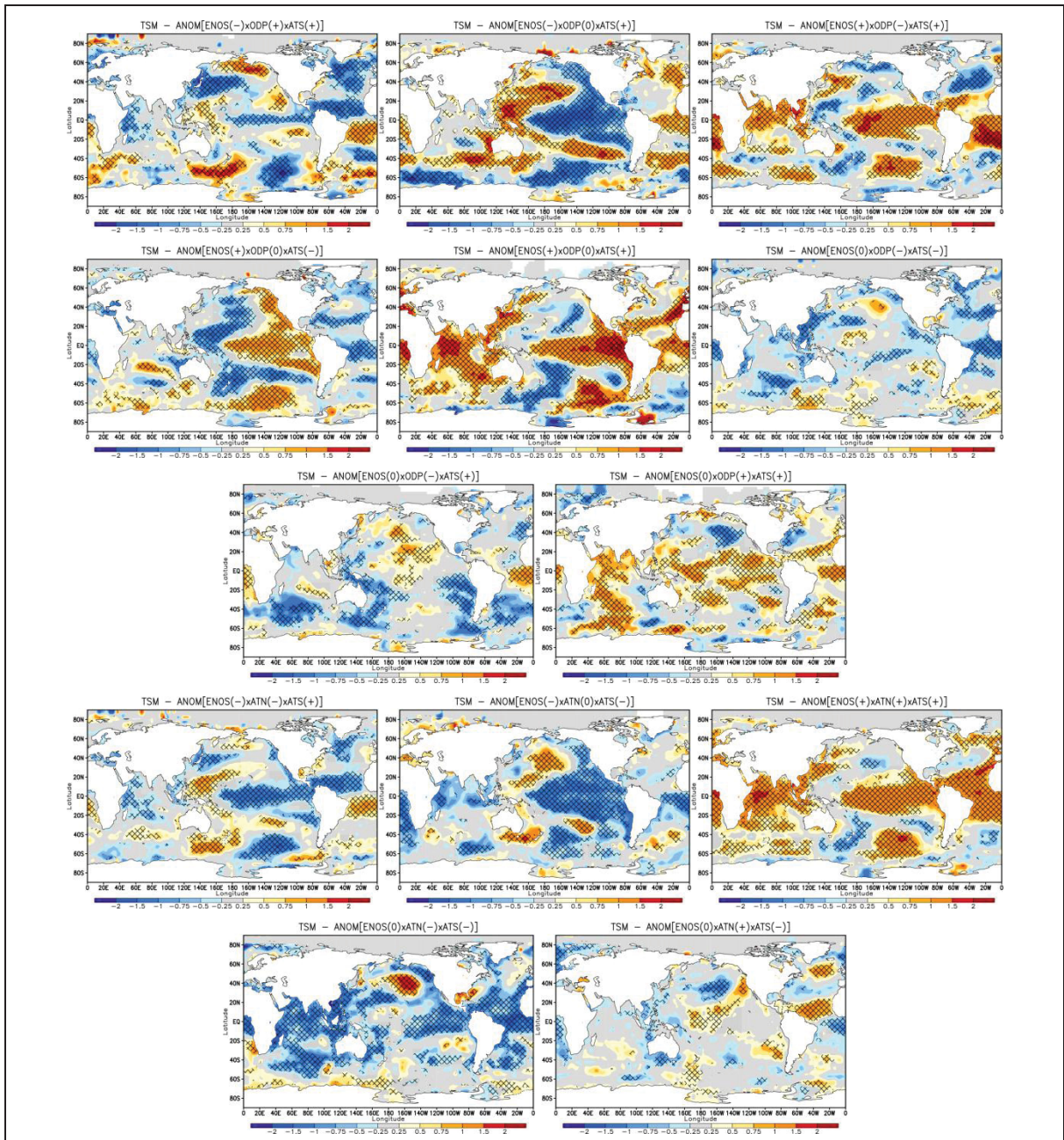


Figura 12.13: Campos de composições cruzadas de PT, usando diferentes combinações de fases dos modos do Oceano Pacífico e o ATS e ATN – Verão. As manchas indicam o valor de anomalias padronizadas, de acordo com a barra de cores. As áreas hachuradas possuem resultados significativos (com nível de confiança acima de 90% no teste t de Student).

ANEXO 7 — GLOSSÁRIO

¹ Zonas de baixa pressão: Se refere a zonas onde a pressão ao nível do mar são mínimas com relação a seu entorno. Nessas regiões, o ar aquece e fica mais leve em superfície, onde tende a subir na atmosfera (convecção).

² Movimentação zonal: Em meteorologia, zonal se refere à direção física paralela à linha do equador. A movimentação zonal segue trajetória nessa direção.

³ Altas e baixas altitudes: As altas altitudes estão próximas a tropopausa, com níveis de pressão menores de 200hPa, onde os ventos possuem alta velocidade. Baixas altitudes são relacionadas a níveis mais baixos, sendo a localização mais comum em torno de 850hPa a fim de evitar desvios gerados por interação com a superfície.

⁴ Meridional: Em meteorologia, meridional se refere à direção física paralela ao Meridiano de Greenwich.

⁵ Cinturões anticiclônicos: se referem a uma cadeia semi-permanente de alta pressão subtropical.

⁶ Zonas subtropicais: Região climática localizada adjacente aos trópicos, normalmente entre as latitudes 20° e 40° nos dois hemisférios.

⁷ Zonas extratropicais: Região climática localizada nas latitudes médias (acima de 40° em ambos hemisférios) até as camadas polares (60°).

⁸ Termoclina: Faixa de variação de temperatura em uma determinada profundidade do mar ou em ambientes de água doce que ocorre de forma brusca.

⁹ Ondas de Rossby: Movimento ondulatório da atmosfera acima de 500 hPa de altitude com direção aproximadamente zonal sentido oeste para leste estimulado por variações da força de Coriolis.

¹⁰ Ciclones: Movimentos ciclônicos estão associados com fluxo de vento na direção horária (anti-horária) no HS (NS). Ciclones são centros onde esse fluxo é intensificado, associado com redução de pressão e aquecimento das camadas mais baixas da atmosfera. Para anticiclones o fenômeno é o oposto.

¹¹ Método da máxima verossimilhança: Em estatística, o uso do método de máxima verossimilhança (*maximum-likelihood estimation*) permite a obtenção de parâmetros de distribuições teóricas a partir de medições realizadas de uma amostra da população.