

MÁRCIA TEREZINHA ZILLI

**VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E
VERÃO NA AMÉRICA DO SUL, SUAS INTERCONEXÕES E SEU IMPACTO
NOS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS BRASILEIROS**

**Dissertação de Mestrado, apresentada
ao Programa de Pós-Graduação em
Engenharia de Recursos Hídricos e
Ambiental, área de concentração em
Engenharia de Recursos Hídricos,
Departamento de Hidráulica e
Saneamento, Setor de Tecnologia,
Universidade Federal do Paraná, como
requisito parcial para obtenção do grau
de mestre.**

**Orientadora: Prof^a Dr^a. Alice Marlene
Grimm**

CURITIBA

2008

Zilli, Márcia Terezinha

Variabilidade interanual da precipitação de primavera e verão na América do Sul, suas interconexões e seu impacto nos principais aproveitamentos hidrelétricos brasileiros / Marica Terezinha Zilli. - Curitiba, 2007.

213 f.: il., tabs, grafs.

Orientador: Profa. Dra. Alice Marlene Grimm

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos.

Inclui Bibliografia.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Vazão (Variabilidade). 3. Vazante. 4. Sistema de Monções – América do Sul. 5. Bacias Hidrográficas. I. Grimm, Alice Marlene. II. Título. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.5

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq e a CAPES que, juntamente com o IRI, forneceram recursos financeiros, na forma de bolsa de mestrado e equipamentos de informática, necessários ao desenvolvimento desta pesquisa.

À Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, pelo espaço e pela oportunidade de desenvolver essa pesquisa junto a essas instituições de reconhecida excelência.

À coordenação do PPGERHA, pelo apoio nesses dois anos de estudos, tanto na parte didática, quanto na forma de ajuda de custo para a divulgação dessa pesquisa em congresso e conferências.

À minha ORIENTADORA (apenas o "O" em letra maiúscula não seriam suficiente), Prof^a Alice Marlene Grimm, por todos esses anos ao meu lado, me ensinando muito mais do que pode transparecer a partir dessa dissertação. Se não fosse por ela, provavelmente não teria nem começado, durante a graduação, a trabalhar com meteorologia e, com certeza não teria nem começado a fazer mestrado. Obrigada por me mostrar o mundo da pesquisa científica e da meteorologia.

Aos professores do PPGERHA, pela atenção, em especial ao Prof. Cristóvão Vicente Escapulatempo Fernandes e a Prof^a. Maria Cristina Borba Braga, mais do que simples professores, pessoas nas quais encontrei apoio e força em muitos momentos difíceis.

Aos técnicos e colegas do Laboratório de Meteorologia da UFPR, pela ajuda fundamental com os programas e os editores de mapas e gráficos, pela paciência e pelo companheirismo. De maneira especial, agradeço ao Alexandre Rocha Wedling e ao Fernando Ishii, técnicos do laboratório, pois sem eles, a programação e a execução de certas análises e mapas teriam se tornando árdua e cansativa. À Renata Gonçalves Tedeschi, pela paciência e atenção durante as aulas, na discussão das pesquisas e ao longo de todo esse período de estudos.

Aos meus pais também pelo apoio e compreensão. Ao Thiago Bassani, pelo carinho, amizade, paciência e apoio. Sem você todas as coisas seriam muito mais complicadas.

Por fim, a todos os amigos que estiveram comigo ao longo dessa caminhada, pela paciência e compreensão: Amanda, Fabiano, Karin e Thalita.

RESUMO

O intuito desta pesquisa é estudar a variabilidade interanual da precipitação de primavera e verão no Brasil e América do Sul, focalizando as anomalias relacionadas ao Sistema de Monções da América do Sul, bem como seu impacto sobre as anomalias de vazão nos principais aproveitamentos hidrelétricos brasileiros. Estudos anteriores enfatizam a importância dos eventos El Niño – Oscilação Sul sobre a variabilidade de precipitação, porém não focalizam as características referentes às monções. Para tal, foram estudados, através da Análise de Componentes Principais, os modos de variabilidade dos totais mensais e sazonais de precipitação na primavera e verão, e também a variabilidade dos totais sazonais de vazão, para a primavera e o verão. O primeiro modo de variabilidade, tanto de precipitação quanto de vazão da primavera e do verão, mostra um dipolo norte-sul de oscilação, causado por perturbações na circulação atmosférica. O segundo modo de precipitação de primavera indica uma forte oscilação da chuva sobre a localização geográfica da ZCAS. Para obter indicações dos mecanismos físicos envolvidos na variabilidade, foram estudadas as associações das anomalias de precipitação com os principais campos globais e regionais. A partir dessas, foi possível identificar influências de variações da TSM na região do Pacífico ligada a eventos ENOS sobre a variabilidade de precipitação na primavera. No verão, a variabilidade de fluxos de umidade e chuva é modulada por forçantes locais, e modula a TSM no Atlântico. Também foram verificadas possíveis associações entre a chuva na primavera e no verão, através da análise de correlação entre os componentes principais dos seus modos mais importantes. Foi confirmado, através da correlação significativa entre esses componentes, que, para uma área no Centro-Leste do Brasil, a umidade do solo acima (abaixo) do normal na primavera tende a produzir precipitação abaixo (acima) do normal durante o verão. Os resultados dessa análise foram confirmados através da evolução da precipitação entre 01 de setembro e 01 de março naquela área. Para as bacias hidrográficas mais importantes e com dados disponíveis, foram compostos seus campos anômalos de vazão, referentes às fases anômalas dos primeiros modos de precipitação de primavera e verão. Essa análise, juntamente com a evolução temporal das anomalias de vazão nos principais aproveitamentos, enfatiza o impacto das anomalias de precipitação sobre essas bacias e a importância do tempo de resposta de cada uma delas para a manutenção das influências das anomalias de precipitação, principalmente aquelas ocorridas durante a primavera.

Palavras-chave: variabilidade de precipitação de primavera e verão. Variabilidade de vazão nos principais aproveitamentos hidrelétricos. Sistema de Monções da América do Sul.

ABSTRACT

The goal of this research is to study the interannual precipitation variability during spring and summer, over Brazil and South America, focusing on that related to the South American Monsoon System, as well as its impacts on the stream flow anomalies of the main Brazilian hydroelectric power plants. Previous studies have focused on El Niño Southern Oscillation (ENSO) impacts on precipitation, but did not focus on the characteristics particular to the monsoon system. The spring/summer precipitation was decomposed into its principal modes of variability, using Principal Components Analysis. This analysis was also applied to the study of stream flow variability. The first modes of precipitation and stream flow, during spring and summer show a north-south dipole-like structure, associated with atmospheric perturbations. The second mode of spring precipitation is related to the oscillation of the South Atlantic Convergence Zone. The physical mechanisms associated with the main variability modes were sought through the association between these anomalies and some global and local atmospheric fields. With this analysis, the main influences of the sea surface temperature variation in the Pacific, related to ENSO, on spring variability could be identified. In summer, local forcing modulates moisture fluxes and precipitation variability and this variability modulates the sea surface temperature near South American southeast coast. The correlation analysis between the principal components of spring and summer variability tested the association between them. These components are significantly correlated, which confirms that over Central-East Brazil soil moisture above (below) its mean during spring leads to below (above) normal precipitation during summer. The evolution of the rainfall from September first until March first, over that area, confirms these results. Over the most important Brazilian river basins with data available, these impacts were evaluated by the anomaly fields of stream flow, related to the anomalous phases of each precipitation mode. These results, along with a temporal evolution of stream flow anomalies of some hydroelectric power plants, emphasize the impact of the precipitation anomalies over these basins and the importance of its response time in maintaining the influence of precipitation anomalies, especially those occurring during previous spring.

Key-words: spring and summer precipitation variability. Spring and summer stream flow variability. South American Monsoon System.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 – REGIÕES DO BRASIL.....	18
FIGURA 1.2 – ESQUEMA DE CIRCULAÇÃO EM UM SISTEMA DE MONÇÃO.....	20
FIGURA 1.3 – ESQUEMA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO SMAS	21
FIGURA 1.4 – IMAGEM DO SATÉLITE GOES+METEOSAT, ÀS 18Z DO DIA 04/01/2006, CARACTERIZANDO AS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE CIRCULAÇÃO DO SMAS.	24
FIGURA 1.5 – MODOS DE PRECIPITAÇÃO OBTIDOS POR NOGUÉS-PAEGLE E MO (2002)	30
FIGURA 1.6 – MODOS DE PRECIPITAÇÃO OBTIDOS POR ZHOU E LAU (2001).....	31
FIGURA 1.7 – PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS, RIOS E RESERVATÓRIOS USADOS NESTE ESTUDO	32
FIGURA 2.1 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS QUADRÍCULAS UTILIZADAS	45
FIGURA 2.2 – ÁREA COM VARIABILIDADE SIGNIFICATIVA DE PRECIPITAÇÃO NO CENTRO- LESTE DO BRASIL NA PRIMAVERA E VERÃO.....	54
FIGURA 2.3 – SUB-ÁREAS DO CENTRO-LESTE UTILIZADAS NO CÁLCULO DA MÉDIA MÓVEL.	54
FIGURA 2.4 – ÁREAS NA COSTA SUDESTE DO BRASIL UTILIZADAS NO CÁLCULO DAS MÉDIAS MÓVEIS DE TSM.....	55
FIGURA 2.5 – ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS E QUADRÍCULAS UTILIZADAS.....	57
FIGURA 3.1 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL (MAPAS) E CP'S (GRÁFICOS) DOS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO PARA A PRIMAVERA.....	61
FIGURA 3.2 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL (MAPAS) E CP'S (GRÁFICOS) DOS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO PARA NOVEMBRO.....	62
FIGURA 3.3 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL (MAPAS) E CP'S (GRÁFICOS) DOS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO PARA O VERÃO.	63
FIGURA 3.4 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL (MAPAS) E CP'S (GRÁFICOS) DOS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO PARA O JANEIRO.	64
FIGURA 3.5 – CORRELAÇÃO E COMPOSIÇÃO PARA ANOS DE FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO CP1PRI_PREC COM A TSM.....	66
FIGURA 3.6 – CORRELAÇÃO E COMPOSIÇÃO PARA ANOS DE FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO CP1PRI_PREC COM OS CAMPOS GLOBAIS.	68
FIGURA 3.7 – ANOMALIAS NOS CAMPOS REGIONAIS RELACIONADAS AO CP1PRI_PREC.	71
FIGURA 3.8 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CPR1PRI_PREC.	73
FIGURA 3.9 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR1PRI_PREC.	74
FIGURA 3.10 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CP2PRI_PREC.....	75
FIGURA 3.11 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CP2PRI_PREC.....	76
FIGURA 3.12 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CPR2PRI_PREC.....	77
FIGURA 3.13 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR2PRI_PREC.....	78
FIGURA 3.14 – CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS RELACIONADOS AO CP1NOV_PREC.	80
FIGURA 3.15 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR1NOV_PREC	81
FIGURA 3.16 – CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS RELACIONADOS AO CP2NOV_PREC	82
FIGURA 3.17 – CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR2NOV_PREC.....	83

FIGURA 3.18 – CAMPOS DE TSM RELACIONADOS AO CP1VER_PREC	85
FIGURA 3.19 – ANOMALIAS GLOBAIS DE CIRCULAÇÃO RELACIONADAS AO CP1VER_PREC ..86	
FIGURA 3.20 – ANOMALIAS REGIONAIS DE CIRCULAÇÃO RELACIONADAS AO CP1VER_PREC	87
FIGURA 3.21 – ANOMALIAS NOS CAMPOS GLOBAIS RELACIONADAS AO CPR1VER_PREC	89
FIGURA 3.22 – ANOMALIAS DE ROLE E DOS CAMPOS REGIONAIS RELACIONADAS AO CPR1VER_PREC	90
FIGURA 3.23 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CP2VER_PREC	92
FIGURA 3.24 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CP2VER_PREC	93
FIGURA 3.25 – CAMPOS GLOBAIS ASSOCIADOS AO CPR2VER_PREC	95
FIGURA 3.26 – CAMPOS REGIONAIS ASSOCIADOS AO CPR2VER_PREC	96
FIGURA 3.27 – CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS DE TEMPERATURA A 2M DO SOLO DO CONJUNTO DA REANÁLISE NOAA-NECP/NCAR E OS MEDIDOS EM ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS (INMET)	96
FIGURA 3.28 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CP1JAN_PREC	98
FIGURA 3.29 – CAMPO REGIONAL DE VENTO EM 850 HPA RELACIONADO AO CPR1JAN_PREC	99
FIGURA 3.30 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CP2JAN_PREC	100
FIGURA 3.31 – CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR2JAN_PREC	101
FIGURA 3.32 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S NÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA E VERÃO	103
FIGURA 3.33 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S ROTACIONADOS DE PRIMAVERA E VERÃO ...	105
FIGURA 3.34 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S NÃO ROTACIONADOS E ROTACIONADOS DE NOVEMBRO E JANEIRO	106
FIGURA 3.35 – COMPOSIÇÃO DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO DURANTE OS MESES DE PRIMAVERA PARA AS FASES EXTREMAS POSITIVAS E NEGATIVAS DO CP1PRI_PREC	108
FIGURA 3.36 – COMPOSIÇÃO DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO DURANTE OS MESES DE VERÃO PARA AS FASES EXTREMAS POSITIVAS E NEGATIVAS DO CP1PRI_PREC	109
FIGURA 3.37 – CORRELAÇÃO ENTRE O CP1JAN_PREC E A TEMPERATURA A 2M DO SOLO EM NOVEMBRO	110
FIGURA 3.38 – MÉDIA MÓVEL DE TRINTA DIAS PARA A REGIÃO CL, DURANTE AS FASES ANOMALAS DO CP1 DE PRIMAVERA, VERÃO, NOVEMBRO E JANEIRO.	111
FIGURA 3.39 – CICLO ANUAL DE PRECIPITAÇÃO NO BRASIL NO PERÍODO DE 1956-1992. (FONTE: GRIMM, 2003)	112
FIGURA 3.40 – MÉDIA MÓVEL DE TRINTA DIAS PARA A SUB-ÁREA 1, NA REGIÃO CENTRO-LESTE, DURANTE AS FASES ANOMALAS DO CP1 DE PRIMAVERA, VERÃO, NOVEMBRO E JANEIRO	113
FIGURA 3.41 – MÉDIA MÓVEL DE TRINTA DIAS PARA A SUB-ÁREA 2 NA REGIÃO CENTRO-LESTE, DURANTE AS FASES ANOMALAS DO CP1 DE PRIMAVERA, VERÃO, NOVEMBRO E JANEIRO	114
FIGURA 3.42 – MÉDIA MÓVEL DE TRINTA DIAS PARA A TSM NAS ÁREAS NORTE E SUL, DURANTE AS FASES ANOMALAS DO CP1 DE PRIMAVERA E VERÃO	115

FIGURA 4.1 – PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE VAZÃO DURANTE A PRIMAVERA, SEUS CP'S E A CORRELAÇÃO COM A TSM	118
FIGURA 4.2 – SEGUNDOS MODOS DE VARIABILIDADE DE VAZÃO DURANTE A PRIMAVERA, SEUS CP'S E A CORRELAÇÃO COM A TSM	119
FIGURA 4.3 – PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE VAZÃO DURANTE O VERÃO, SEUS CP'S E A CORRELAÇÃO COM A TSM	121
FIGURA 4.4 – SEGUNDOS MODOS DE VARIABILIDADE DE VAZÃO DURANTE O VERÃO, SEUS CP'S E A CORRELAÇÃO COM A TSM	122
FIGURA 4.5 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRIMAVERA E VERÃO NÃO ROTACIONADOS DE VAZÃO	125
FIGURA 4.6 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRIMAVERA E VERÃO ROTACIONADOS DE VAZÃO	127
FIGURA 4.7 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA	129
FIGURA 4.8 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA	131
FIGURA 4.9 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NÃO ROTACIONADOS DE VERÃO	133
FIGURA 4.10 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO ROTACIONADOS DE VERÃO.....	135
FIGURA 4.11 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E OS DE VAZÃO DE VERÃO NÃO ROTACIONADOS.....	137
FIGURA 4.12 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E OS DE VAZÃO DE VERÃO ROTACIONADOS	139
FIGURA 4.13 – BACIA DO RIO TOCANTINS, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.10.....	142
FIGURA 4.14 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO.....	144
FIGURA 4.15 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO SEGUNDO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO.....	145
FIGURA 4.16 – BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.11.....	146
FIGURA 4.17 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO.....	148
FIGURA 4.18 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO	149
FIGURA 4.19 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO SEGUNDO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA ..	152
FIGURA 4.20 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES DOS SEGUNDOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE VERÃO.....	153
FIGURA 4.21 – BACIA DO ATLÂNTICO LESTE, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.12.....	154
FIGURA 4.22 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS DOS PRIMEIROS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO.....	156

FIGURA 4.23 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DOS SEGUNDOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO	158
FIGURA 4.24 – BACIA DO RIO PARANÁ, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.13.	159
FIGURA 4.25 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DOS PRIMEIROS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO	161
FIGURA 4.26 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DOS SEGUNDOS MODOS NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA.....	163
FIGURA 4.27 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DOS SEGUNDOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE VERÃO	164
FIGURA 4.28 – BACIA DO RIO URUGUAI, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.14.	165
FIGURA 4.29 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO	166
FIGURA 4.30 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DOS SEGUNDOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA	167
FIGURA 4.31 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DO SEGUNDO MODO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE VERÃO.....	168
FIGURA 4.32 – BACIA DO ATLÂNTICO SUL, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.15.	170
FIGURA 4.33 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO	171
FIGURA 4.34 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DO SEGUNDO MODO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA	172
FIGURA 5.1 – RELAÇÃO ENTRE OS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO E AS ANOMALIAS GLOBAIS DE TSM.	179
FIGURA 5.2 – RELAÇÕES ENTRE O MODO DE PRIMAVERA E AS ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS E BAIXOS NÍVEIS	180
FIGURA 5.3 – RELAÇÕES ENTRE O MODO DE VERÃO E AS ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS E BAIXOS NÍVEIS.....	180
FIGURA 5.4 – FORÇANTES REMOTAS DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS NÍVEIS RELACIONADAS AOS PRIMEIROS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO	181
FIGURA 5.5 – FORÇANTES REGIONAIS DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS NÍVEIS RELACIONADAS AOS PRIMEIROS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO	182
FIGURA 5.6 – FORÇANTES DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS E BAIXOS NÍVEIS SOBRE O CL RELACIONADAS AOS PRIMEIROS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO	184
FIGURA 5.7 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO RELACIONADAS À FASE POSITIVA DO MODO DE PRIMAVERA.....	185
FIGURA 5.8 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO RELACIONADAS À FASE NEGATIVA DO MODO DE PRIMAVERA	186

LISTA DE TABELAS

TABELA 1.1 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 1.7.....	33
TABELA 2.1 – ANOS DE FASES ANÔMALAS, POSITIVAS E NEGATIVAS, CONSIDERADAS COMO SENDO AQUELES ANOS NOS QUAIS A SÉRIE TEMPORAL EXCEDEU $\pm 0,5\sigma$	50
TABELA 2.2 – ANOS DE FASES EXTREMAS, POSITIVAS E NEGATIVAS, CONSIDERADAS COMO SENDO AQUELES ANOS ONDE A SÉRIE TEMPORAL EXCEDEU $\pm 0,95\sigma$	51
TABELA 3.1 – COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE OS CPS DE PRIMAVERA E VERÃO .	102
TABELA 3.2 – COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S ROTACIONADOS DE PRIMAVERA E VERÃO	104
TABELA 3.3 – COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S NÃO ROTACIONADOS E ROTACIONADOS DE NOVEMBRO E JANEIRO.....	106
TABELA 4.1 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRIMAVERA E VERÃO NÃO ROTACIONADOS DE VAZÃO	124
TABELA 4.2 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRIMAVERA E VERÃO ROTACIONADOS DE VAZÃO	126
TABELA 4.3 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA	128
TABELA 4.4 – ANOS EM QUE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO FORAM AMBOS ACIMA (OU ABAIXO) DE $0,5\sigma$ ($-0,5\sigma$).....	130
TABELA 4.5 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA	131
TABELA 4.6 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NÃO ROTACIONADOS DE VERÃO	132
TABELA 4.7 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO ROTACIONADOS DE VERÃO.....	134
TABELA 4.8 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E OS DE VAZÃO DE VERÃO NÃO ROTACIONADOS.....	136
TABELA 4.9 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E OS DE VAZÃO DE VERÃO ROTACIONADOS	138
TABELA 4.10 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.13.....	142
TABELA 4.11 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.16.....	147
TABELA 4.12 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.21.....	154
TABELA 4.13: NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.24.....	160
TABELA 4.14 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.28.....	165
TABELA 4.15 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.32.....	170
TABELA A.1 – REFÊRENCIAS DOS DADOS CONTIDOS NA TABELA 1.1	192
TABELA C.1 – PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS	197

LISTA DE SIGLAS

ACP – Análise de Componentes Principais
AS – América do Sul
BAL – Bacia do Atlântico Leste
BAS – Bacia do Atlântico Sul/Sudeste
BRP – Bacia do Rio Paraná
BRT – Bacia do rio Tocantins
BRU – Bacia do Rio Uruguai
BSF – Bacia do Rio São Francisco
CL – Centro-Leste (região de estudo)
CP – Componente Principal
CP1JAN_PREC – Primeiro modo não rotacionado de precipitação de janeiro
CP1NOV_PREC – Primeiro modo não rotacionado de precipitação de novembro
CP1PRI_PREC – Primeiro modo não rotacionado de precipitação na primavera
CP1PRI_VAZ – Primeiro modo não rotacionado de vazão de primavera
CP1VER_PREC – Primeiro modo não rotacionado de precipitação de verão
CP1VER_VAZ – Primeiro modo não rotacionado de vazão de verão
CP2JAN_PREC – Segundo modo não rotacionado de precipitação de janeiro
CP2NOV_PREC – Segundo modo não rotacionado de precipitação de novembro
CP2PRI_PREC – Segundo modo não rotacionado de precipitação na primavera
CP2PRI_VAZ – Primeiro modo não rotacionado de vazão de primavera
CP2VER_PREC – Segundo modo não rotacionado de precipitação de verão
CP2VER_VAZ – Primeiro modo não rotacionado de vazão de verão
CPR – Componente Principal Rotacionado
CPR1JAN_PREC – Primeiro modo rotacionado de precipitação de janeiro
CPR1NOV_PREC – Primeiro modo rotacionado de precipitação de novembro
CPR1PRI_PREC – Primeiro modo rotacionado de precipitação na primavera
CPR1PRI_VAZ – Primeiro modo não rotacionado de vazão de primavera
CPR1VER_PREC – Primeiro modo rotacionado de precipitação de verão
CPR1VER_VAZ – Primeiro modo não rotacionado de vazão de verão
CPR2JAN_PREC – Segundo modo rotacionado de precipitação de janeiro
CPR2NOV_PREC – Segundo modo rotacionado de precipitação de novembro
CPR2PRI_PREC – Segundo modo rotacionado de precipitação na primavera
CPR2PRI_VAZ – Primeiro modo não rotacionado de vazão de primavera
CPR2VER_PREC – Segundo modo rotacionado de precipitação de verão
CPR2VER_VAZ – Primeiro modo não rotacionado de vazão de verão
EN – El Niño
ENOS – El Niño – Oscilação Sul
FCZA – Função Corrente Zonalmente Assimétrica
FOE – Funções Ortogonais Empíricas
LN – La Niña
ONS – Operador Nacional do Sistema
PNM – Pressão Ao Nível do Mar

ROLE – Radiação de Onda Longa Emergente
SEAS – Sudeste da América do Sul (região de estudo)
SIN – Sistema Interligado Nacional
SMAS – Sistema de Monções da América do Sul
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
UHE – Usina Hidrelétrica
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical
ZCPS – Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	15
1.1 O Sistema de Monções da América do Sul	19
1.1.1 Suas Características e Estabelecimento	19
1.1.2 Relação Entre o SMAS e as Forçantes Remotas e Locais	24
1.1.3 Características da Variabilidade Temporal do SMAS.....	29
1.2 Relação entre o SMAS e a Vazão no Brasil	31
1.3 Justificativa.....	36
1.4 Objetivos	38
1.4.1 Objetivo Geral.....	38
1.4.2 Objetivos Específicos	38
2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	40
2.1 Preparação dos Dados de Precipitação.....	44
2.2 Método da Análise de Componentes Principais	46
2.3 Correlação entre Campos Globais e Locais e Séries Temporais	47
2.4 Composição dos Campos Anômalos	49
2.5 Correlação entre os CP's dos Modos de Primavera e Verão	53
2.6 Média Móvel de 30 Dias	53
2.6.1 Média Móvel de Precipitação.....	53
2.6.2 Média Móvel de TSM	55
2.7 Dados de Vazão	56
2.7.1 ACP para os Dados de Vazão.....	58
2.7.2 Correlação dos CP's.....	58
2.7.3 Composição dos Campos Anômalos e Extremos	59
2.7.4 Média Móvel de 30 Dias.....	60
3 PRECIPITAÇÃO E SUAS RELAÇÕES COM OS CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS	61
3.1 Análise de Componentes Principais de Precipitação	61
3.2 Análise dos Campos Globais	64
3.2.1 Correlação e Composições com o CP1PRI_PREC	65
3.2.2 Correlação e Composições com o CPR1PRI_PREC	72
3.2.3 Correlação e Composição com o CP2 e o CPR2 de Primavera	74
3.2.4 Correlação e Composições com o CP1 e o CPR1 de Novembro.....	79
3.2.5 Correlação e Composições com o CP2NOV_PREC e CPR2NOV_PREC	81
3.2.6 Correlação e Composições com o CP1VER_PREC.....	84
3.2.7 Correlação e Composições com o CPR1VER_PREC	88
3.2.8 Correlação e Composições com o CP2VER_PREC.....	91
3.2.9 Correlação e Composições com o CPR2VER_PREC	94
3.2.10 Correlação e Composições com o CP1JAN_PREC e CPR1_JAN_PREC	97

3.2.11 Correlação e Composições com o CP2JAN_PREC e CPR2JAN_PREC.....	99
3.3 Correlação entre os CP's de Precipitação de Primavera e Verão e a Relação de Inversão entre as Estações.....	101
3.4 Médias Móveis de Precipitação no CL do Brasil e de TSM na Região Sudoeste do Atlântico Sul.....	110
4 VAZÃO E SUAS RELAÇÕES COM A PRECIPITAÇÃO.....	117
4.1 CP's de Vazão e suas Correlações entre Si e com os CP's de Precipitação ...	117
4.1.1 Componentes Principais de Vazão	117
4.1.2 Relações entre os CP's de Vazão na Primavera e no Verão	123
4.1.3 Correlação entre os Modos de Vazão e de Precipitação.....	128
4.2 Composição dos Campos Anômalos e Extremos e a Média Móvel de 30 Dias dos Principais Aproveitamentos.....	140
4.2.1 Bacia do Rio Tocantins (BRT)	141
4.2.2 Bacia do Rio São Francisco (BSF)	146
4.2.3 Bacia do Atlântico Leste (BAL)	153
4.2.4 Bacia do Rio Paraná (BRP)	159
4.2.5 Bacia do Rio Uruguai (BRU)	164
4.2.6 Bacia do Atlântico Sul (BAS)	169
5 PRINCIPAIS RESULTADOS.....	177
6 CONCLUSÕES.....	189
ANEXO A – REFERÊNCIAS DAS INFORMAÇÕES CONTIDAS NA TABELA 1.1	192
ANEXO B – ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS	193
ANEXO C – PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS.....	197
GLOSSÁRIO.....	200
REFERÊNCIAS	207

1 INTRODUÇÃO

Desde os primórdios, as civilizações buscam o entendimento do clima^{*} e suas variações devido à necessidade que o homem sentiu em conhecer o ambiente a sua volta. Já em 3000 a.C., na China, Nei Tsing Sou Wen escreveu a que é considerada como a primeira obra sobre a meteorologia, compreendendo também as previsões. Já o termo “meteorologia” foi cunhado por Aristóteles, que o utilizou para descrever o que ele chamou de Ciências da Terra de forma geral e não apenas o domínio exclusivo dos estudos da atmosfera (HOLTON, 2005).

A variabilidade climática muitas vezes influenciou o destino de várias civilizações apócrifas, e também algumas com escrita e cultura avançadas para a sua época. Por exemplo, a recorrência de secas em vários anos consecutivos foi um dos fatores que desencadeou o colapso populacional do Império Maia. Apesar de essa civilização ter uma escrita, sendo assim possível passar o conhecimento da ocorrência de secas para as gerações seguintes, só se registrava a história dos reis e da aristocracia. Assim, quando o clima apresentou-se mais ameno, a população e a agricultura expandiram-se além do que o ambiente comportaria em anos mais secos. Porém, como o conhecimento da ocorrência de anos mais ou menos secos não era registrado e, portanto, perdia-se de uma geração para outra, a população não estava preparada para um período de secas consecutivas. Essas secas levaram as áreas de agriculturas periféricas a se tornarem improdutivas, causando fome na população e o descrédito em seus governantes. Isso desencadeou o colapso de vários reinos Maias em anos de seca e, por fim, também o colapso do Império Maia como um todo. Hoje ainda existem descendentes desse povo, porém sua complexidade social e política são muito menores do que a existente em seu auge (DIAMOND, 2005).

Enquanto isso ocorria no Novo Mundo, a Europa registrava avanços no entendimento das variáveis climáticas. Em 1607, Galileu Galilei construiu um termoscópio, ancestral do termômetro, tornando possível quantificar-se, de maneira relativa, a variação da temperatura. Em 1644, Evangelista Torricelli desenvolveu o primeiro barômetro, permitindo uma leitura da pressão atmosférica. Com esse instrumento, Torricelli notou que a pressão variava dia a dia e que o mau tempo era

^{*} As palavras sublinhadas constam no glossário, à página 204.

precedido por condições de pressão baixa. Em 1667, Robert Hooke construiu o primeiro anemômetro, podendo medir a velocidade do vento. Com esses inventos, em 1686, Edmund Halley registra os ventos alísios e deduz as mudanças no tempo atmosférico causadas pelo aquecimento solar. Já em 1735, George Hadley relaciona os ventos alísios registrados por Halley à rotação da Terra. Hoje, sabe-se que sua teoria era incompleta e se restringia aos trópicos. Com isso, seu nome foi dado à circulação tropical conhecida como células de Hadley. Finalmente em 1780, Horace-Bénédict de Saussure construiu o primeiro higrômetro de fio de cabelo, utilizado para medir a umidade relativa do ar. Assim, as seis variáveis básicas para a previsão do tempo puderam ser avaliadas quantitativamente (HOLTON, 2005).

Contudo, o sistema de equações que descreve os movimentos na atmosfera só foi completado na metade do século XIX, quando surgiu o enunciado da Primeira Lei da Termodinâmica. O próximo desafio era tornar esse sistema de equações diferenciais operacionalmente solúveis. Isso só se tornou possível na década de 50 do século passado, com a invenção do computador, tornando possível a elaboração de modelos que resolvessem as complicadas equações que simulavam os processos físicos da atmosfera, bem como gerar gráficos e fazer análises estatísticas de dados (SANT'ANNA NETO, 2002).

No Brasil, os estudos climáticos tiveram início na primeira metade do século XIX, nos escritos dos viajantes que por aqui passavam como Spix, Von Martius, Saint Hilaire, Langsdorf, entre outros. Com a vinda da Família Real para o Brasil, no início do século XIX, as variáveis atmosféricas passaram a ser estudadas com base nas ciências sanitaristas, uma vez que o clima daqui era considerado insalubre para os padrões europeus. Somente no último quarto do século XIX, com a reorganização e a ativação do Observatório Astronômico no Rio de Janeiro, que apesar de ter sido fundado em 1827, funcionou precariamente até 1871, e com a criação da Repartição Central Meteorológica do Ministério da Marinha, em 1888, é que se inicia a fase científica das ciências atmosféricas – Meteorologia e Climatologia – no Brasil (SANT'ANNA NETO, 2002).

Atualmente, o grande desafio da meteorologia, e mais especificamente, da climatologia brasileira, está no entendimento das causas da variabilidade de precipitação e na previsão dessa variabilidade num horizonte sazonal a anual. Conhecendo-se essa variabilidade, é possível prever a ocorrência de fenômenos como enchentes e secas, que afetam de maneira substancial a economia brasileira.

Na maior parte da América do Sul (e do Brasil), a precipitação é mais abundante durante o verão. Sua variabilidade é muito grande, com desvio padrão interanual das médias mensais em estações individuais geralmente maior que a metade da média mensal (BARROS *et al.*, 2000). Isso motivou a concentração deste estudo no período de primavera e verão.

Tanto o excesso quanto a falta de chuva podem causar sérios problemas sócio-econômicos. Por exemplo, os danos causados pelas enchentes de 1983 e 1992 resultaram em perdas de mais de um bilhão de dólares, apenas na bacia do rio Paraná. Durante a enchente de 1983, mais de 100 mil pessoas tiveram que ser retiradas de suas casas (BARROS *et al.*, 2000). Secas na Argentina e no Brasil causam perdas no potencial hidrelétrico, bem como nas colheitas. No ano de 2001, o Brasil enfrentou a mais grave crise energética de sua história recente. Esta crise foi causada por um déficit de chuva que, combinado com mudanças no padrão da chuva durante o inverno, resultou em uma grande seca hidrológica (SIMÕES e BARROS, 2007). Assim, anos com anomalias de precipitação extremas tem impactos negativos na economia e na sociedade, que podem ser reduzidos com melhores previsões (BARROS *et al.*, 2000).

Como no Brasil quase 90% da eletricidade consumida é produzida pelas hidrelétricas (SIMÕES e BARROS, 2007), saber quanto e onde irá chover na próxima estação é muito útil para a otimização da operação do sistema hidrelétrico. Boa parte das plantas de geração de eletricidade do Brasil está interligada entre si, compondo o Sistema Interligado Nacional (SIN), responsável por 98% da energia consumida no país (BERBERY e MECHOSO, 2001). O SIN é formado pelas empresas das regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Nordeste e parte da região Norte. Apenas 3,4% da capacidade de produção de eletricidade do país encontram-se fora do SIN, em pequenos sistemas isolados localizados principalmente na região amazônica (ONS, 2005). Através desse sistema, torna-se possível a transferência de energia elétrica de áreas com menor consumo e maior produção para áreas nas quais o consumo supera a produção. Por exemplo: é possível diminuir a produção em uma região na qual está ocorrendo seca e suprir sua demanda através da energia produzida em uma região na qual os reservatórios apresentam-se com bons níveis. Contudo, essa tomada de decisão deve ser feita com base em modelos de previsão de precipitação, temperatura, umidade, nebulosidade, além das previsões de afluência, que há muito já vêm sendo praticadas, com o desenvolvimento e a

utilização de modelos hidrológicos. Assim, através de uma correta previsão climática e hidrológica, é possível otimizar a produção de energia, aproveitando as oscilações dos níveis de precipitação nas diferentes regiões do Brasil.

Boa parte das plantas hidrelétricas, bem como da produção agropecuária e da população brasileira, localiza-se nas regiões Sul e Centro-Leste (CL) do Brasil (Figura 1.1). Esta última apresenta sua maior variabilidade de precipitação durante a primavera e o verão, pois está parcialmente localizada na região central do Sistema de Monções da América do Sul – SMAS. A região mais afetada pelas monções caracteriza-se pela ocorrência da estação chuvosa durante a primavera e o verão, na qual se concentra 50% do total anual de precipitação nessa região (ZHOU e LAU, 2001). Sistemas de monções existem em várias outras partes do mundo, sendo o mais famoso o da Ásia.

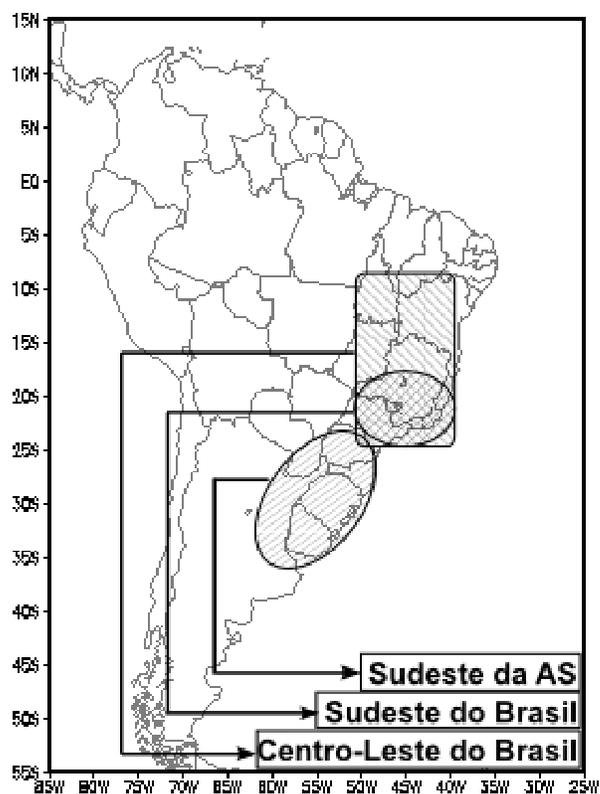


FIGURA 1.1 – REGIÕES DO BRASIL

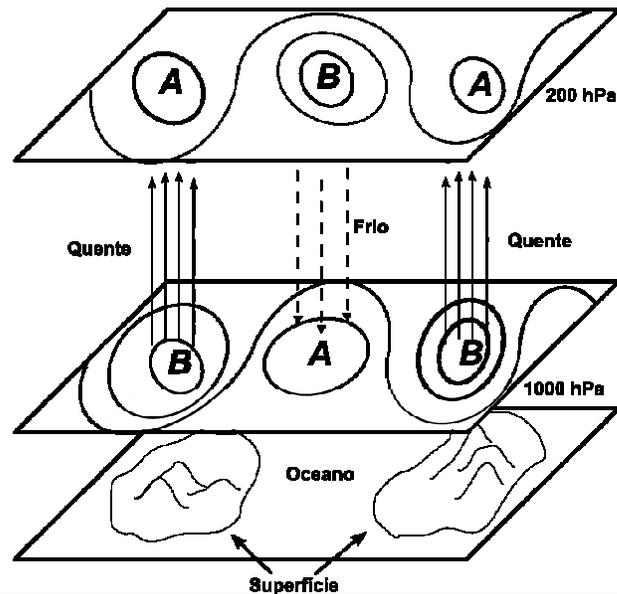
1.1 O SISTEMA DE MONÇÕES DA AMÉRICA DO SUL

1.1.1 Suas Características e Estabelecimento

As monções afetam a vida de mais de 60% da população mundial. O termo “monção” é derivado da palavra árabe “*mansaum*” e significa “estação” (LI e ZENG, 2002). O ingrediente básico para o estabelecimento de uma circulação monçônica é o contraste de temperatura entre o continente e o oceano adjacente. Como a superfície terrestre apresenta calor específico menor (ou menor capacidade térmica) que a água, a radiação solar eleva a temperatura do continente muito mais rapidamente que a do oceano (Figura 1.2a). Esse aquecimento diferencial faz com que a espessura da camada atmosférica entre 1000 hPa e 200 hPa seja maior sobre o continente, produzindo uma força de gradiente de pressão em altos níveis, associada a ventos divergentes, que transportam massa para fora da coluna de ar. Esse transporte causa uma baixa na superfície, chamada baixa térmica, que induz ventos compensatórios convergentes em baixos níveis, produzindo convergência de umidade e aumentando a temperatura potencial equivalente da camada limite planetária. Isso torna o ambiente mais favorável à convecção com cumulus (Figura 1.2b; HOLTON, 2005). Com isso, estabelece-se uma circulação secundária, composta pelos movimentos verticais juntamente com o fluxo em baixos níveis direcionado para o continente e os fluxos de retorno em altos níveis direcionado para o oceano. O fluxo em baixos níveis, perpendicular às isóbaras, induz movimentos paralelos a essas devido à força de Coriolis¹, de maneira a formar uma circulação ciclônica em torno da baixa térmica continental, favorecendo a convergência de umidade, que mantém a convecção profunda. O movimento ascendente sobre essa baixa produz divergência em altos níveis, onde se forma um escoamento anticiclônico (Figura 1.2a). Esse esquema evidencia as três características mais comuns dos sistemas de monções: (1) contraste térmico entre a superfície continental e o oceano; (2) baixa térmica continental em baixos níveis; e (3) alta relativa sobre o oceano em baixos níveis (CHEN, 2003).

1 A força de Coriolis é uma força fictícia utilizada na correção dos movimentos dos objetos em um referencial rotacional não inercial, responsável pela deflexão da trajetória do objeto quando observada por um referencial inercial. Age perpendicularmente à velocidade do objeto, alterando apenas sua trajetória. É composta por um termo meridional: $F_{Coy} = 2\Omega v \sin \varphi$; e um zonal: $F_{Cox} = -2\Omega u \sin \varphi$. Nessas equações, Ω é a velocidade angular da Terra, φ é a latitude, positiva no hemisfério norte e negativa no sul; e u e v são os componentes zonais e meridionais da velocidade da partícula (HOLTON, 2005).

(a)



(b)

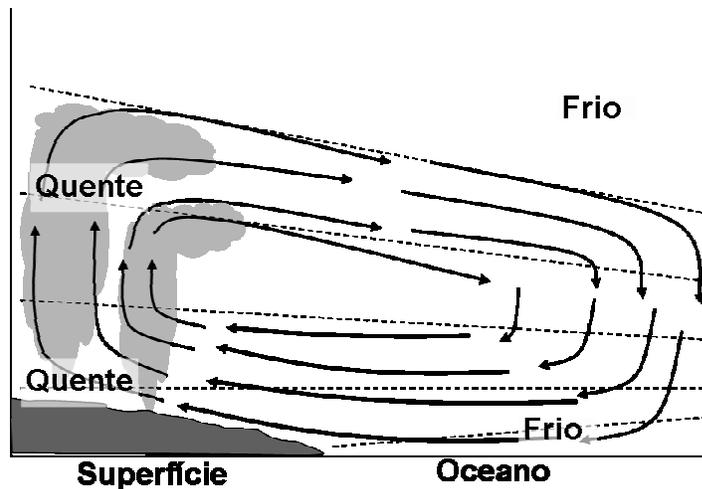


FIGURA 1.2 – ESQUEMA DE CIRCULAÇÃO EM UM SISTEMA DE MONÇÃO.

Acima: circulação de monções de verão idealizada. Continentes são representados pelas ilhas, centros de pressão alta (A) e baixa (B) são representados ao nível do mar (painel inferior) e em 200 hPa (painel superior) (Adaptado de CHEN, 2003). Abaixo: perfil vertical da circulação de monções. Linhas finas em cinza representam as superfícies isóbaras (Adaptado de HOLTON, 2005).

Além dessas características principais, outros elementos compõem o padrão de circulação monçônica da América do Sul (AS) (Figura 1.3). Primeiramente, a circulação monçônica e a distribuição de chuvas são fortemente influenciadas pela distribuição continente-oceano e pela orografia. O oceano localiza-se a leste do continente, com correntes quentes direcionadas para o pólo ao longo da costa (como a corrente do Brasil, na costa leste brasileira, no caso do SMAS), planaltos a oeste (Cordilheira dos Andes) e, entre eles e o oceano, terreno acidentado.

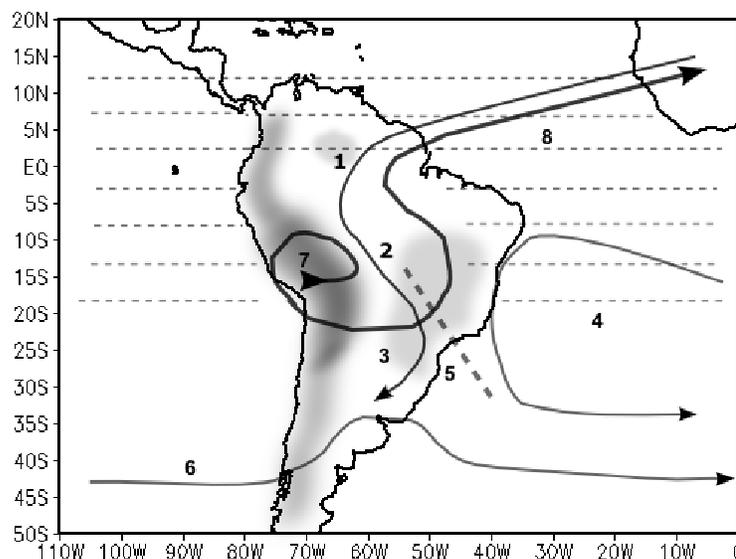


FIGURA 1.3 – ESQUEMA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO SMAS

As áreas sombreadas representam a topografia. As regiões onde os ventos alísios prevalecem estão indicadas por linhas tracejadas finas. Os números correspondem a: (1) fluxos trans-equatoriais em baixos níveis; (2) ventos de noroeste; (3) baixa do Chaco; (4) alta subtropical; (5) ZCAS; (6) ventos de oeste em latitudes médias; (7) Alta da Bolívia; e (8) fluxo de retorno em altos níveis (Adaptado de ZHOU e LAU, 1998).

Na região mais próxima ao equador, a circulação é abastecida com uma fonte de calor e umidade (como a floresta amazônica – característica 1 da Figura 1.3), compondo, em baixos níveis, o ambiente necessário para o estabelecimento de uma circulação monçônica. O escoamento monçônico em baixos níveis pode ser considerado como um desvio em relação à média anual dos ventos alísios. Esses fluxos anômalos originam-se em regiões de alta pressão sobre os continentes no hemisfério de inverno, que fortalecem os ventos alísios e cruzam o equador (seta mais fina originada no noroeste da África na Figura 1.3), girando ciclonicamente sobre a baixa continental estabelecida na superfície do continente no hemisfério de verão (Baixa do Chaco – 3 – na Figura 1.3). Também se registra a ocorrência de anomalias positivas de precipitação associadas à atividade ciclônica desse sistema de baixa pressão. Em altos níveis, as monções são caracterizadas por uma circulação anticiclônica sobre os planaltos na região oeste do continente (alta da Bolívia – 7 – na Figura 1.3), produzindo fluxos de retorno que cruzam o equador na direção oposta àqueles em baixos níveis (seta mais larga – 8 – na Figura 1.3; ZHOU e LAU, 1998).

Em praticamente todo o Brasil, excluindo a região Sul, o ciclo anual da precipitação é caracterizado por duas estações bem definidas: uma seca durante o inverno, relacionada a uma alta pressão sobre boa parte do continente, e outra

úmida, da primavera até o fim do verão, relacionada a uma baixa térmica estabelecida na região central da AS. Esse ciclo é mais acentuado nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil e caracteriza uma estação de monção (RAO e HADA, 1990). A circulação de verão sobre a AS foi definida como uma circulação do tipo monçônica por Zhou e Lau (1998), que a caracterizaram a partir das anomalias nos ventos em baixos níveis, ao invés de observar simplesmente a inversão sazonal da média dos ventos, como em um regime de monções clássico.

O estabelecimento da estação chuvosa no CL ocorre tipicamente entre o fim de setembro e o início de outubro. Em setembro, a região de máxima convecção desloca-se da América Central para a AS, dando início à estação úmida. Essa estação estabelece-se primeiramente sobre a Amazônia equatorial, espalhando-se para leste e sudeste (GAN, KOUSKY e ROPELEWSKI, 2004; VERA *et al.*, 2006). Este progresso acompanha o estabelecimento de um centro de alta pressão em altos níveis primeiramente sobre o sul da Amazônia. Com o avanço da estação chuvosa, essa alta desloca-se para sul, em torno de 15°S, 65°W, estabelecendo-se sobre os altiplanos bolivianos e dando origem a Alta da Bolívia (ZHOU e LAU, 1998; BARROS *et al.*, 2002).

Essa fase inicial é controlada por mudanças na estrutura termodinâmica, estando fortemente relacionada ao aumento de umidade na camada limite planetária e à diminuição da temperatura em seu topo. No sul da Amazônia e no Brasil central, o aquecimento da superfície no início da primavera desestabiliza o gradiente adiabático presente desde o inverno. Entretanto, o aumento mais acentuado da convecção ocorre de outubro a dezembro, quando os fluxos em baixos níveis são fortalecidos, levando umidade até a região central do Brasil. O aquecimento da superfície aumenta o gradiente térmico entre o continente e o oceano, dando início às mudanças sazonais de circulação características dessa estação (GRIMM, VERA e MECHOSO, 2005).

Durante esse primeiro estágio do SMAS, os fluxos em baixos níveis típicos da circulação de verão já estão presentes. Nesse período, a pressão ao nível do mar aumenta sobre o noroeste da África e diminui sobre a região do Chaco, aumentando o gradiente de pressão trans-equatorial e gerando fluxos de nordeste, que atravessam Atlântico e cruzam o equador chegando ao continente americano (Figura 1.3, seta mais fina – 1 – partindo do noroeste da África). Com o estabelecimento desse padrão circulatório em baixos níveis, o fluxo de ar que entra no continente a

partir do norte da AS intensifica-se e se redireciona para sul, ao longo da Cordilheira dos Andes, em direção às regiões subtropicais e formando os Jatos em Baixos Níveis da AS, que levam umidade para os subtrópicos do continente (ZHOU e LAU, 1998; BARROS *et al.*, 2000; ZHOU e LAU, 2001; BARROS *et al.*, 2002; XUE *et al.*, 2005). Ao aproximar-se da baixa do Chaco, esse jato, carregando umidade do Atlântico tropical e da Amazônia, gira ciclonicamente e passa a escoar para sudeste, em direção ao CL, onde converge com os fluxos vindos do oceano Atlântico. A convergência desses dois fluxos úmidos forma uma banda de nebulosidade e precipitação que se entende no sentido noroeste-sudeste, desde o sul da Amazônia, atravessando o Sudeste do Brasil e cruzando a costa brasileira em torno de 20°S, para atingir a porção sudoeste do Oceano Atlântico. Essa banda de convergência de umidade é conhecida como Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS (linha pontilhada mais espessa – 5 – na Figura 1.3 e elipse em linha cheia na imagem de satélite da Figura 1.4) e é uma das principais características do SMAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; NOGUÉS-PAEGLE e MO, 2002; VERA *et al.*, 2006). Essa zona de convergência está presente de outubro a março e sua variabilidade é caracterizada por uma oscilação meridional das nuvens em altos níveis e da precipitação, sendo responsável pela extensão dos efeitos da variabilidade das monções para sul, atingindo a Argentina, Uruguai e o Sul do Brasil (ROBERTSON e MECHOSO, 2000; XUE *et al.*, 2005).

No fim de novembro a convecção profunda cobre toda a região central da AS, desde o equador até aproximadamente 20°S. Do fim de novembro até o fim de fevereiro (fase madura do SMAS), a maior atividade convectiva localiza-se na região Centro-Oeste do Brasil, e liga-se a ZCAS (KODAMA, 1992; VERA *et al.*, 2006). Entre março e maio, o SMAS decai à medida que as regiões de forte precipitação sobre o sul da Amazônia e o Brasil central começam a migrar para norte, em direção ao equador (VERA *et al.*, 2006).

Assim, da primavera para o verão, a circulação monçônica sobre a AS evolui em dois estágios distintos. Em outubro, fortes precipitações, principalmente de caráter convectivo, ocorrem sobre a América Central e a bacia Amazônica, devido ao aquecimento da superfície pela radiação solar. Em janeiro, a precipitação diminui significativamente sobre a América Central e o noroeste da AS. Sobre a região central dos Andes e costa norte do Brasil ocorre o fortalecimento das precipitações (ZHOU e LAU, 1998).

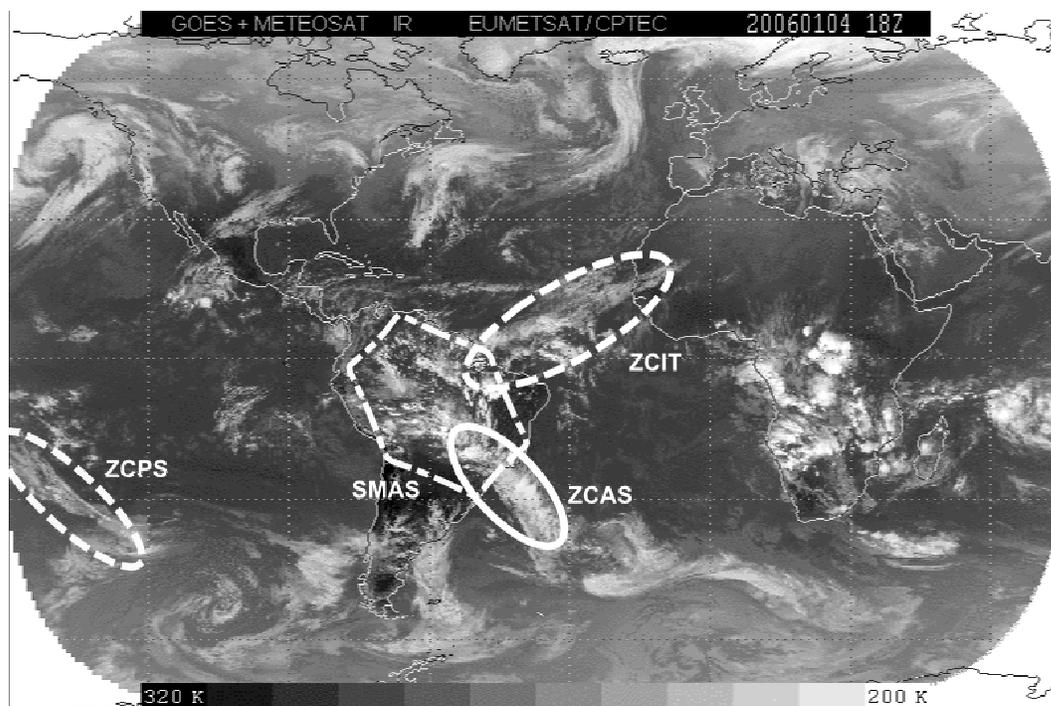


FIGURA 1.4 – IMAGEM DO SATÉLITE GOES+METEOSAT, ÀS 18Z DO DIA 04/01/2006, CARACTERIZANDO AS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE CIRCULAÇÃO DO SMAS.

ZCAS (elipse em linha cheia), ZCIT (elipse em linha tracejada no Oceano Atlântico), a Zona de Convergência do Pacífico Sul – ZCPS (elipse em linha tracejada no Oceano Pacífico) e o SMAS (polígono em linha tracejada) (Fonte: CPTEC, 2006).

1.1.2 Relação Entre o SMAS e as Forçantes Remotas e Locais

A relação entre a ZCAS e as chuvas de verão foi observada por Aceituno (1988). Nesse estudo, o autor observou que, na média climatológica de radiação de onda longa emergente (ROLE) e de vento na superfície durante o semestre de verão (novembro a abril), ocorre uma banda de baixa ROLE, ou intensa convecção, desde a região tropical da AS até a região oeste do Atlântico Sul. Essa configuração é mais evidente no início do verão (novembro e dezembro), mas ainda presente no seu ápice (janeiro a fevereiro). O autor também chama a atenção para uma curvatura ciclônica no campo de ventos em superfície ao longo do eixo de máxima convecção, que está relacionada à baixa do Chaco.

Após a classificação da estação chuvosa de verão na AS como um sistema de monções por Zhou e Lau (1998), sua caracterização ocorre, principalmente, através dos campos de ventos e da circulação, uma vez que estas são as variáveis clássicas na definição de um sistema de monções. Lenters e Cook (1999) analisaram as Funções Ortogonais Empíricas (FOE) do campo de altura geopotencial em 200 hPa para o verão e destacaram três arranjos espaciais: o

primeiro representando um padrão relativamente zonal e caracterizado por anomalias positivas de pressão a sul de 25°S, anomalias negativas a norte e um cavado fraco ao longo de 55°W. Este modo está associado a anomalias de precipitação positiva na região central dos Andes e sobre o SEAS, em torno de 25°S 50°W e anomalias negativas no CL brasileiro, podendo estar associados à ZCAS. Na fase positiva desse modo, a Alta da Bolívia é deslocada para sul de sua posição climatológica, induzindo fluxos anômalos de leste em baixos níveis, entre 10°S e 20°S, associados a condições secas e estáveis sobre o SMAS. Este deslocamento é acompanhado por anomalias de circulação anticiclônicas em baixos níveis, sobre o SEAS, associadas a condições secas e frias a norte (relativas à fase negativa da ZCAS). Assim, os fluxos anômalos que entram no continente entre 10°S e 20°S estão associados a condições secas e estáveis. Quando este fluxo sai do continente, entre 23°S e 28°S, está relacionado a condições mais úmidas e instáveis. Além disso, anomalias positivas (negativas) de precipitação na região central dos Andes estão associadas a uma ZCAS posicionada a sudoeste (nordeste) de sua posição climatológica, coincidindo com a fase negativa (positiva) do modo.

Nesse mesmo estudo (LENTERS e COOK, 1999), o segundo modo de variabilidade da altura geopotencial está associado a uma alta pressão a sudoeste dos Altiplanos e a um cavado a leste, podendo representar uma resposta atmosférica a anomalias de precipitação na região central dos Andes. O terceiro arranjo, relacionado ao terceiro e o quarto modos, está associado ao deslocamento de sistemas frontais para nordeste, que tipicamente ocorrem ao longo das ZCAS.

Gan, Kousky e Ropelewski (2004) analisaram a estrutura vertical do componente zonal do vento em 15°S e 60°W e observaram que, antes da estação chuvosa, os ventos de leste prevalecem desde a superfície até 800 hPa, com ventos de oeste ocorrendo acima deste nível. A transição de ventos de leste para ventos de oeste em baixos níveis ocorre em outubro e se estendem desde a superfície até 600 hPa em novembro. Entre novembro e dezembro, os ventos de oeste em altos níveis são substituídos por ventos de leste, tornando a estrutura vertical zonal durante o verão oposta à observada no inverno, de acordo com a definição clássica de monções. O cisalhamento vertical de leste que ocorre durante o verão é dinamicamente consistente com o gradiente de temperatura em baixos níveis a norte de 20°S.

Outra característica observada pelos autores (GAN, KOUSKY e ROPELEWSKI, 2004) é um máximo de ventos de leste em 100 hPa no auge da estação de monções, semelhante aos jatos em altos níveis que ocorrem no Sistema de Monções da Ásia. Entre 10°S e 20°S, o vento zonal em baixos níveis inverte de direção ao longo do ano: passa de leste durante a estação seca (maio a setembro) para oeste na estação chuvosa (outubro a abril). Esses ventos de oeste ocorrem entre 70°W e 48°W desde o fim de novembro até meados de janeiro, com máximo em torno de 60°W, convergindo com os ventos vindos do oceano próximo a costa brasileira e geram convergência de massa e movimentos ascendentes na região, associados à precipitação de monções.

A principal fonte de umidade para a região do SMAS é a convecção na região Amazônica. Através da composição de anomalias de precipitação para os anos de extremos da variabilidade do transporte de vapor d'água, integrado entre a superfície e 700 hPa, Barros *et al.* (2002) mostraram que, quando essa variabilidade do transporte de vapor d'água é positiva, o vapor é transportado pela circulação dos ventos alísios nas latitudes equatoriais, girando para sudeste próximo aos Andes, na direção do leste da Argentina, Sul do Brasil e Uruguai. Quando esse fluxo aproxima-se de 20°S, une-se ao vapor advectado a partir do Atlântico para oeste e causa uma banda de máxima convecção no sul do Brasil e nordeste da Argentina. Esse caso corresponde à fase fraca da ZCAS, quando aumenta a precipitação ao sul. Quando a fase da variabilidade de transporte de vapor d'água é negativa, o fluxo vindo da Amazônia é redirecionado para leste, na direção da ZCAS, em torno de 20°S, convergindo com o vapor d'água advectado do Atlântico na região CL do Brasil, aumentando a convergência sobre a ZCAS. Ao sul ocorrem circulação anticiclônica e anomalias negativas de precipitação.

A força da ZCAS está diretamente relacionada à área e à variância da anomalia de ROLE sobre a região tropical do Brasil e inversamente relacionada ao valor mínimo dessa mesma anomalia. Além disso, a ZCAS é mais forte quando apresenta grande extensão sobre o Atlântico ou sobre a Amazônia, abrangendo uma área maior (CARVALHO, JONES e LIEBMANN, 2004). De acordo com essa classificação, Carvalho, Jones e Liebmann, 2004 notaram que quando a ZCAS é menos intensa, ocorrem anomalias positivas de ROLE (menos nuvens e menos precipitação) sobre o CL do Brasil e anomalias negativas (mais nuvens e provavelmente mais precipitação) no sul do Brasil e no Uruguai.

Os mecanismos que originam e mantêm a ZCAS não estão ainda totalmente definidos, porém, estudos observacionais e numéricos indicam que esse sistema sofre influências tanto de fatores remotos quanto locais. Segundo Barreiro, Chang e Saravanan (2002), as anomalias de precipitação sobre a região da ZCAS têm duas fontes principais de influências: uma remota, devido à variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no oceano Pacífico, que modifica a circulação de larga escala em altos níveis e produz mudanças na precipitação; e outra local, devido à variabilidade da TSM no Atlântico nas escalas de tempo interanual a decadal, que podem ser resultantes de modificações nas propriedades da estabilidade da camada limite através de mudanças no fluxo de calor.

Grimm e Silva Dias (1995) analisaram as conexões entre a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) (elipse em linha tracejada no Oceano Pacífico na Figura 1.4) e a ZCAS através de um modelo barotrópico linear forçado pelo campo de divergência anômalo associado a uma ZCPS deslocada para sudeste de sua posição climatológica. Neste caso, a resposta foi um estímulo da ZCAS, associado a oscilações de 30-60 dias. Porém, ao se posicionar a forçante de divergência da ZCPS sobre sua posição climatológica, a resposta sobre a AS é muito mais fraca, sem sinal da ZCAS.

Localmente, as variações de TSM no Atlântico oeste próximo à costa sudeste do Brasil podem afetar o fluxo de umidade para o Sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina, região chamada de Sudeste da América do Sul (SEAS, conforme localização na Figura 1.1). Barros *et al.* (2000) analisaram a correlação canônica entre a TSM e a precipitação no SEAS e concluíram que a precipitação nessa região está relacionada a anomalias de TSM na costa brasileira, principalmente em torno de 20°S-25°S, associadas ao deslocamento e à intensidade da ZCAS, indicando que parte da resposta da precipitação à variabilidade interanual de TSM pode ser causada indiretamente por esse deslocamento. Essa similaridade também pode ser resultante do fato de tanto a ZCAS quanto a precipitação serem fisicamente relacionadas à TSM. Como extensão desse estudo, Doyle e Barros (2002) também analisaram a correlação entre a TSM e a precipitação para o mês de janeiro e concluíram que anomalias positivas (negativas) de TSM na região oeste do oceano Atlântico, entre 10°S e 35°S, estão relacionadas a anomalias negativas (positivas) de precipitação no CL do Brasil, a norte de 20°S, e positivas (negativas) no SEAS.

Independentemente do fato de ser a TSM que influencia a circulação atmosférica em baixos níveis ou ser a variabilidade da ZCAS que modula as anomalias de TSM, é provável que ocorra uma interação na manutenção dos padrões de anomalias de TSM e de circulação em baixos níveis. Anomalias negativas (positivas) de TSM associadas a fases ativas (inativas) da ZCAS ocorrem localmente. Entretanto, a corrente do Brasil, que flui para sul ao longo da costa, pode ser responsável pela advecção dessas anomalias para sul. Dessa maneira, anomalias frias (quentes) de TSM advectadas para sul fortalecem o componente de oeste (sudeste) do fluxo em latitudes subtropicais (em direção ao SEAS), bem como o fluxo tropical quente e úmido em direção à ZCAS, em torno de 20°S (SEAS, em torno de 25°S), fortalecendo (enfraquecendo) localmente as anomalias de TSM. Finalmente, a advecção dessas anomalias negativas (positivas) de TSM para sul reinicia o processo de realimentação positiva do sistema (DOYLE e BARROS, 2002).

Da mesma maneira que a ZCAS, o SMAS sofre grande influência de processos remotos e locais, principalmente no que se refere à circulação atmosférica. Localmente, as principais forçantes são as anomalias de TSM no Atlântico oeste, que influenciam diretamente a localização e a intensidade da ZCAS, modulando a precipitação no CL do Brasil e no SEAS. Entretanto, existem tendências de que a variabilidade interanual de TSM no Atlântico esteja associada às perturbações remotas, como os eventos El Niño – Oscilação Sul (ENOS; ACEITUNO, 1988; NOBRE e SHUKLA, 1996), associados às anomalias de TSM no Pacífico, que são considerados a principal forçante de anomalias de circulação em escala global.

Durante a fase quente (positiva) dos eventos ENOS, conhecida como El Niño (EN), o Sul do Brasil apresenta anomalias positivas de precipitação durante a primavera. À medida que chega o verão, essas anomalias diminuem e tendem a inverter de sinal. Contudo, as chuvas de verão nessa região ainda são afetadas pelo SMAS. Assim, é possível que efeitos locais, combinados com efeitos de larga escala, sejam responsáveis pelo decréscimo no pico de precipitação relacionado ao SMAS no meio do verão (janeiro). Durante anos EN, anomalias positivas de precipitação durante a primavera e início do verão aumentam a umidade do solo e, conseqüentemente a evaporação, diminuindo o calor sensível. Com isso, a circulação típica das monções, que leva a umidade para o SEAS, enfraquece-se. Além disso, a circulação zonal do jato subtropical é fortalecida, contribuindo para o

enfraquecimento da circulação de monção na região (GRIMM, FERRAZ E GOMES, 1998; GRIMM, BARROS E DOYLE, 2000; GRIMM, 2003).

No CL do Brasil tende a chover menos na primavera de EN. Pode-se supor que anomalias quentes de TSM durante a primavera sejam favorecidas pelas anomalias anticiclônicas de ventos sobre a região, que diminuem a precipitação e favorecem a absorção de radiação de ondas curtas. Essas anomalias de TSM podem favorecer anomalias positivas de convecção em janeiro. As anomalias frias de TSM em janeiro podem estar relacionadas ao aumento da convecção e ao excesso de precipitação. O oposto ocorre para anos La Niña (LN), porém com menor intensidade (GRIMM, 2003; GRIMM, 2004; GRIMM, PAL e GIORGI, 2007).

Assim, durante eventos ENOS, o cenário estabelecido é o seguinte: na primavera de anos EN (LN), ocorrem anomalias negativas (positivas) de precipitação no CL do Brasil, acompanhadas por anomalias de sinal oposto sobre o SEAS. À medida que chega o verão, essas anomalias de precipitação favorecem anomalias de circulação, que tendem a inverter o sinal das anomalias de precipitação em janeiro. Ou seja, em janeiro de anos EN (LN), ocorrem anomalias positivas (negativas) de precipitação no CL do Brasil e anomalias negativas (positivas) fracas no Sul. Este impacto ocorre através do fortalecimento (EN) ou da supressão (LN) das anomalias de circulação responsáveis pelas monções de verão, principalmente a baixa térmica sobre o continente e o contraste de temperatura entre a superfície e o oceano (GRIMM, 2003; GRIMM, 2004). A relação inversa entre chuvas no CL e Sul do Brasil aparece em várias escalas de tempo: intrasazonal (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997), à escala interanual (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 2002), até escalas decadais (GRIMM e SABÓIA, 2007).

1.1.3 Características da Variabilidade Temporal do SMAS

Através de FOE rotacionadas de anomalias de precipitação sazonal de verão, Nogués-Paegle e Mo (2002) isolaram os principais modos de variabilidade interanual e descobriram três padrões (Figura 1.5): um padrão dominante referente a eventos ENOS, com anomalias de precipitação negativas, durante eventos ENOS quentes, no norte da AS e anomalias positivas a sul de 25°S, com anomalias de sinais opostos em ENOS frios; um segundo modo influenciado pela temperatura TSM na região tropical do oceano Atlântico, associado a anomalias de chuva no

nordeste da AS, próximo à linha do equador. O terceiro modo é influenciado tanto pelo Oceano Atlântico como pelo Pacífico e possui um padrão dipolo, com um centro em 10°S e outro, de sinal oposto, em 30°S.

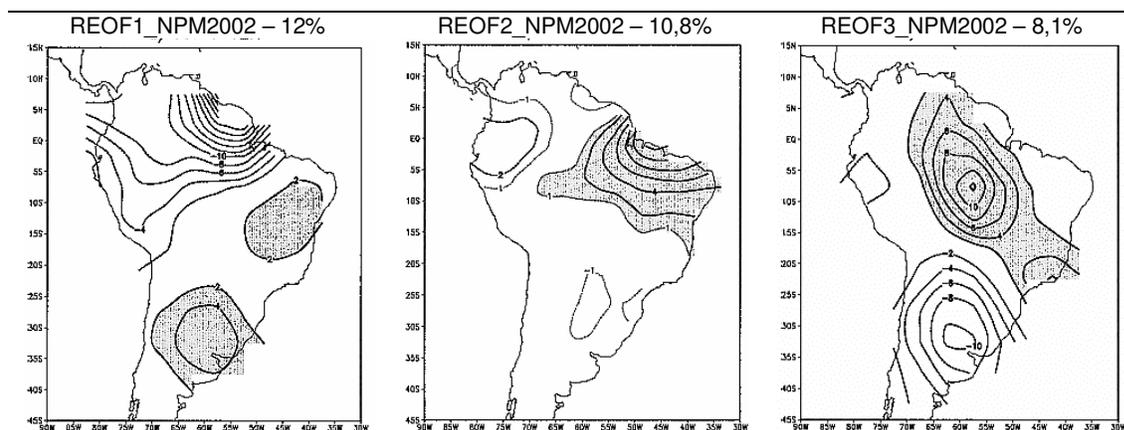


FIGURA 1.5 – MODOS DE PRECIPITAÇÃO OBTIDOS POR NOGUÉS-PAEGLE E MO (2002)

Modos relacionados à FOE rotacionadas, com suas respectivas variâncias, de acordo com Nógues-Paegle e Mo (2002). Áreas sombreadas escuras (brancas) representam anomalias positivas (negativas) de precipitação (Fonte: Nogués-Paegle e Mo, 2002).

Zhou e Lau (2001) fizeram uma análise similar e obtiveram três modos de variabilidade (Figura 1.6): o primeiro está relacionado a variações interanuais de precipitação e refletem a influência de eventos ENOS, sendo semelhante ao primeiro modo obtido por Nogués-Paegle e Mo (2002). O segundo modo representa a variabilidade decadal relacionada a variações Norte/Sul da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT; Figura 1.4, elipse pontilhada na região tropical do Atlântico) tanto no Atlântico quanto no Pacífico, e tem componentes mais fortes no Nordeste do Brasil. Este modo é semelhante ao segundo modo obtido por Nogués-Paegle e Mo (2002). Contudo, os terceiros modos são bem diferentes. Esses estudos usaram precipitação derivada de dados de satélites combinados com dados de estações pluviométricas. Isto os diferencia desta pesquisa, que usou exclusivamente dados de pluviômetros e por período mais longo, o que influencia diretamente na qualidade dos resultados, uma vez que esses dados são valores reais, não submetidos à reconstrução.

O padrão dipolar, semelhante ao terceiro modo obtido por Nogués-Paegle e Mo (2002), também aparece na escala de tempo intra-sazonal, com modos de variabilidade indicando oscilações em sentidos opostos ao norte da ZCAS e nos

subtrópicos ao sul, assim como sobre a ZCAS e novamente nos subtrópicos (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997; FERRAZ, 2004).

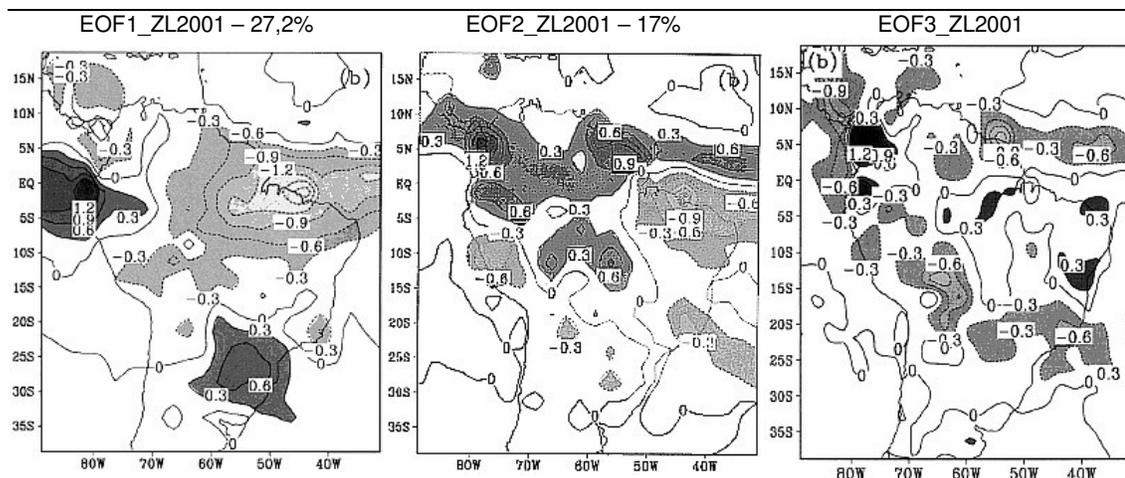


FIGURA 1.6 – MODOS DE PRECIPITAÇÃO OBTIDOS POR ZHOU E LAU (2001)

Modos relacionados à FOE, com suas respectivas variâncias, de acordo Zhou e Lau (2001). Áreas sombreadas escuras (claras) representam anomalias positivas (negativas) de precipitação (em $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) (Fonte: Zhou e Lau, 2001).

1.1.4 Relação entre o SMAS e a Vazão no Brasil

Devido ao SMAS e, conseqüentemente, à ZCAS, a precipitação no CL concentra-se principalmente durante a estação de monção. Nessa região também se localizam as nascentes de importantes bacias do Brasil. Além disso, os reservatórios dos principais aproveitamentos hidrelétricos ou estão nessa região ou sofrem influência direta da precipitação nessa região (Figura 1.7). Portanto, um bom entendimento da variabilidade interanual de precipitação nessa região, sobretudo durante a estação de monções, é fundamental para a otimização da operação desses reservatórios. O conhecimento dos fatores que influenciam nessa variabilidade também se torna fundamental para a correta previsão de vazão nos reservatórios do SIN.

No Brasil, seis das oito grandes bacias hidrográficas têm suas nascentes na região de influência do SMAS e da ZCAS (Figura 1.7). Dessas, a principal é a bacia do Rio Paraná (BRP; bacia 6 na Figura 1.7), que faz parte da bacia do Prata, segunda maior bacia do mundo com uma área de $3,6 \times 10^6 \text{ km}^2$ e cobrindo 5 países: Brasil (46% da área, equivalente a $1,451 \times 10^6 \text{ km}^2$), Argentina (30%; $9,2 \times 10^5 \text{ km}^2$), Paraguai (13%; $4,1 \times 10^5 \text{ km}^2$), Bolívia (7%; $2,05 \times 10^5 \text{ km}^2$) e Uruguai (4%; $1,5 \times 10^5 \text{ km}^2$). De toda sua vazão, 70% advêm da precipitação no Brasil, mais precisamente

da bacia do rio Paraná (GARCIA e VARGAS, 1996; 1998; BERBERY e MECHOSO, 2001; PASQUINI e DEPETRIS, 2007). Na parte brasileira da bacia do rio Paraná está localizada a maioria das principais plantas hidrelétricas brasileiras, responsáveis por 50% de toda a produção energética nacional. Entre elas, destaca-se a Usina Hidrelétrica de Itaipu (UHE Itaipu, aproveitamento 64902080 na Figura 1.7), responsável pela produção de 24% da demanda energética nacional e 95% da demanda energética do Paraguai. Nesta bacia também se localiza 90% da produção de cereais e soja da Argentina, além de 70% de seu gado. No Brasil, a agricultura na bacia corresponde a 30% da produção de soja, arroz, milho e trigo, além de 10% do rebanho bovino nacional (BERBERY e MECHOSO, 2001).

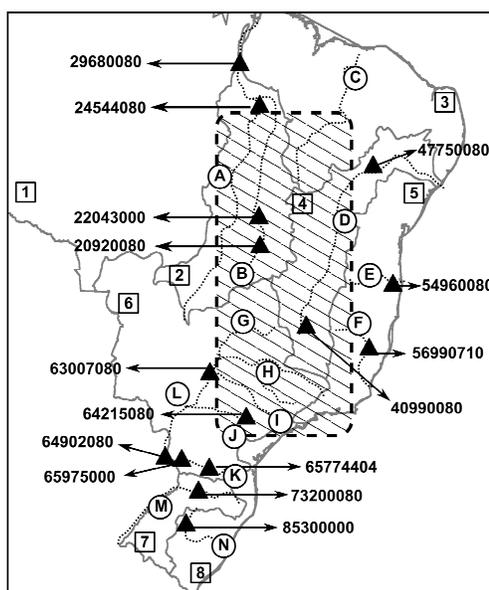


FIGURA 1.7 – PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS, RIOS E RESERVATÓRIOS USADOS NESTE ESTUDO

Bacias hidrográficas (linha cheia em cinza), principais rios utilizados (linha pontilhada), principais aproveitamentos hidrelétricos (triângulos). A área hachurada representa a região Centro-Leste brasileira. Os números (um dígito) codificam as bacias, as letras (nos círculos) codificam os rios, ambos listados na Tabela 1.1. Os números de oito dígitos codificam os principais aproveitamentos hidrelétricos e também estão listados na Tabela 1.1. As fontes das informações contidas na Tabela 1.1 estão no Anexo A.

Além da bacia do rio Paraná, a bacia do Rio Uruguai (BRU; bacia 7 na Figura 1.7) também contribui para a vazão da bacia do Prata. Com área de $1,7 \times 10^5$ km², esta bacia localiza-se no Sul do Brasil, região que sofre influência indireta do SMAS. Sua principal atividade econômica é a criação de gado e a plantação de soja. Também apresenta potencial hidrelétrico, com a UHE Itá (aproveitamento 85300000 na Figura 1.7) sendo a maior da região.

TABELA 1.1 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 1.7.

BACIA	RIO	CODIGO	UHE	COORDENADAS	ÁREA DE DRENAGEM (km ²)	CAPACIDADE (MW)	INÍCIO DA OPERAÇÃO
Amazonas (1)							
		29680080	Tucuruí	3,83°S; 49,65°W	803.250	7 960	1984
Tocantins (2)	Tocantins (B)	22043000	Peixe Anjical	12,24°S; 48,39°W	125.884	452	2006
		20920080	Serra da Mesa	13,83°S; 48,31°W	50.975 ^(h)	1275	Implantação
	Araguaia (A)	24544080	Santa Isabel	6,13°S; 48,33°W	Nd	Nd	Planejada
Atlântico Norte/Nordeste (3)	Paranaíba (C)						
São Francisco (4)	São Francisco (D)	47750080	Sobradinho	9,43°S; 40,83°W	498.968	1050,3	1979
		40990080	Três Marias	18,23°S; 45,26°W	50.600 ^(h)	396	1962
Atlântico Leste (5)	Jequitinhonha (E)	54960080	Itapebi	15,94°S; 39,52°W	67.769 ^(h)	450	Implantação
	Doce (F)	56990710	Aimorés	19,44°S; 41,1°W	Nd	330	Implantação
	Paranaíba (G)						
	Grande (H)						
Paraná (6)	Tietê (I)						
	Paranapanema (J)	64215080	Jurumirim	23,23°S; 49,23°W	18.130 ^(h)	98	1962
	Paraná (L)	63007080	Jupia	20,78°S; 51,63°W	470.000	1551,2	1974
		64902080	Itaipu	25,41°S; 54,59°W	822.000 ^(h)	14000	1984
Iguaçu (K)	65774404	Foz do Areia	26,01°S; 51,66°W	29900 ^(h)	1676	1980	
	65975000	Salto Caxias	25,54°S; 53,49°W	57974 ^(h)	1240	1999	
Uruguai (7)	Uruguai (M)	73200080	Ita	27,27°S; 52,38°W	44500 ^(h)	1450	2000
Atlântico Sul (8)	Jacuí (N)	85300000	Jacuí	29,07°S; 53,2°W	8220 ^(h)	150	1962

Nome de cada bacia hidrográfica, juntamente com seu código, de acordo com a ANA (referente ao número com um dígito na Figura 1.7); nome dos principais rios, subdivididos de acordo com a bacia em que se localiza, juntamente com seu código referente às letras na Figura 1.7; código dos principais aproveitamentos hidrelétricos de acordo com a ANA, subdivididos pelo nome do rio, nome do aproveitamento e sua coordenada geográfica; área de cada reservatório, potência instalada e data do início da operação. Alguns aproveitamentos ainda não estão operando e, portanto, não se tem informação de sua potência instalada nem da área de seu reservatório, sendo designadas por Nd; ^(h) valores obtidos na página: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>, acessado em 28/12/2007.

Outra bacia de grande importância econômica e social para o país é a bacia do Rio São Francisco (BSF; bacia 4 na Figura 1.7), pois corta a região mais seca do país, possibilitando a agricultura em sua várzea. Sua área de drenagem é de $6,31 \times 10^5$ km², que corresponde a 7,5% do território nacional (ANEEL, 2007). Além disso, também apresenta grandes UHE's como o Complexo de Paulo Afonso e Sobradinho (aproveitamento 47750080 na Figura 1.7).

A região da bacia hidrográfica do rio Tocantins (BRT; bacia 2 na Figura 1.7) caracteriza-se pela expansão da fronteira agrícola, principalmente com relação ao cultivo de grãos, e pelo grande potencial hidroenergético (ANA, 2007). Sua área de drenagem é de $7,67 \times 10^5$ km², cobrindo 9% do território nacional (ANEEL, 2007). Na

bacia do Alto Tocantins está localizado o reservatório da UHE de Serra da Mesa (aproveitamento 20920080 na Figura 1.7), responsável pela ligação entre o sistema interligado sul/sudeste/centro-oeste e o norte/nordeste, sendo o elo da interligação norte-sul. Seu reservatório é o maior do país em volume de água, com 54,4 bilhões de m³ e uma área de 1.784 km² (SEABRA, 2002).

As últimas duas bacias que sofrem influência dos sistemas de circulação de verão são as bacias do Atlântico Leste (BAL; bacia 5 na Figura 1.7), influenciada diretamente pelo SMAS, e a bacia do Atlântico Sul/Sudeste (BAS; bacia 8 na Figura 1.7), que sofre influência indireta das anomalias de circulação durante o verão. Na BAL, além da produção hidrelétrica (correspondente a 1,7% do potencial hidrelétrico brasileiro), regionalmente importante, vive uma parcela significativa da população brasileira. Nesta região, a correta previsão climática pode prevenir catástrofes relacionadas a deslizamentos de terra, uma vez que a topografia dessa bacia, especialmente em sua porção sul, é altamente acidentada (SEABRA, 2002).

Na BAS está localizado um dos maiores ecossistemas aquáticos costeiros, o complexo da Lagoa dos Patos, com 10.360 km² e com uma área de drenagem de 201.626 km², importante para a manutenção da biodiversidade marinha na região (GARCIA *et al.*, 2004).

A partir da análise das médias espaciais e temporais das anomalias de vazão, torna-se evidente a variabilidade de precipitação em diversas escalas de tempo. As séries de vazão possuem essa virtude, refletindo naturalmente a integração espacial e temporal da precipitação: por um lado, as séries de vazão integram espacialmente o balanço hidrológico de toda bacia a montante, e, por outro lado, as médias mensais dessas vazões também são capazes de integrar no tempo a variabilidade de precipitação (BERRI, GHIETTO e GARCIA, 2002).

Diversas pesquisas focam a variabilidade de vazão na BRP e BRU. Estudos mostram que os principais rios da bacia do Prata, o rio Paraná e o rio Paraguai, que pertencem à BRP, e o rio Uruguai e o rio Negro, que pertencem à BRU, apresentam componentes de variabilidade interanual (entre 3,5 e 6 anos), quasi-decadal (de aproximadamente 9 anos) e também uma tendência linear, maior nos rios Paraná e Paraguai (ROBERTSON e MECHOSO, 1998; ROBERTSON, MECHOSO e GARCIA, 2001; PASQUINI e DEPETRIS, 2007). Essa tendência linear também foi constatada por Berri, Ghietto e Garcia (2002), ao analisarem série de 100 anos de vazão da bacia do Rio Paraná.

O ciclo de 3,5 anos detectado por Robertson e Mechoso (1998) está relacionado às anomalias de TSM no Pacífico, indicando uma possível influência de eventos ENOS, mais evidente nas vazões do rio Uruguai e Negro. Dettinger *et al.* (2000) analisaram a resposta de alguns rios da AS a anomalias relacionadas a ENOS e concluíram que os rios Paraguai (na BRP) e Uruguai (na BRU) apresentam anomalias de vazão maiores durante EN que durante LN. Robertson e Mechoso (2000) estudaram a influência da ZCAS na bacia do Prata e concluíram que, quando a ZCAS está em sua fase ativa, a tendência é que ocorra um aumento na vazão no norte da bacia (BRP) e uma diminuição na vazão ao sul (BRU e bacia do rio Negro). Além disso, grandes anomalias de vazão no rio Uruguai são consistentes com a modulação dos jatos em baixos níveis. Quando a ZCAS se intensifica (enfraquece), os jatos em baixos níveis se enfraquecem (intensificam) e transportam menos (mais) umidade para a bacia do rio Uruguai.

Recentemente, Pasquini e Depetris (2007) analisaram o espectro de variabilidade dos principais rios da bacia do Prata e também constataram uma tendência de aumento nas vazões, principalmente nos rios Paraguai, Salado (na Argentina), Iguaçu e Paraná. Também foram encontrados sinais com ciclo interanual, quasi-decadal e quasi-bidecadal nessa bacia. O rio Iguaçu apresenta claro sinal quasi-bidecadal, período semelhante ao ciclo de 17 anos relacionado ao SMAS, segundo Robertson e Mechoso (2000).

Contudo, a variabilidade de vazão das outras bacias apresenta pouca ou nenhuma informação na literatura atualmente.

Partindo-se do fato da estação chuvosa nas regiões mais populosas e economicamente importantes do Brasil estar associada ao SMAS, a melhoria da previsão de sua variabilidade climática torna-se imprescindível. Essa melhoria é necessária tanto em função de seu caráter social, na previsão e prevenção de desastres naturais como enchentes e deslizamentos de terra, quanto em função de seu caráter econômico, na agricultura e no gerenciamento do SIN. O entendimento das forçantes locais e remotas, bem como seus impactos na quantidade de precipitação durante a primavera e o verão, torna-se um fator de grande importância no aprimoramento de modelos de previsão do tempo e do clima, e também naqueles utilizados para a previsão de vazão, e no estabelecimento da produtividade das plantas hidrelétricas. Outro aspecto que não pode ser negligenciado é a

conseqüência dessas variações da precipitação no CL sobre a circulação no continente sul-americano, principalmente na região SEAS.

Tendo em vista o estado da arte no entendimento do SMAS, suas causas e suas conseqüências, este estudo concentra-se na avaliação da variabilidade interanual da precipitação em grande parte da AS. O período escolhido abrange a primavera e o verão, cobrindo todo o período do SMAS. Assim, é possível avaliar as principais forçantes locais e remotas que influenciam esse sistema, bem como sua influência nas vazões dos rios das principais bacias hidrográficas brasileiras. A variabilidade de precipitação é estudada com base em dados de estações pluviométricas, diferenciando assim esse estudo dos anteriores. A análise das vazões abrange todas as bacias do território nacional, com enfoque naquelas que estão diretamente relacionadas aos sistemas de circulação de verão. Dessa maneira, é possível definir as relações entre a variabilidade de precipitação na primavera e no verão tanto no CL do Brasil quanto no SEAS e suas conseqüências nas vazões dos principais reservatórios hidrelétricos brasileiros. Como dito anteriormente, essa relação entre a primavera e o verão nessas duas regiões é de grande importância para a operação do SIN.

1.2 JUSTIFICATIVA

Na maior parte da AS e do Brasil a precipitação é mais abundante durante o verão. Sua variabilidade é muito grande, com desvio padrão interanual das médias mensais em estações individuais geralmente maiores que a metade da média mensal (BARROS *et al.*, 2002). Isto motivou a concentração do estudo no período primavera e verão. Além disso, estudos anteriores evidenciam a presença de uma inversão no sinal das anomalias de precipitação na região CL do Brasil durante eventos ENOS. Em anos de EN, a primavera nessa região é seca, enquanto que o verão é úmido. Durante eventos LN, essa relação se inverte, ocorrendo chuva na primavera e seca no verão (GRIMM, *et al.*, 2007). Assim, argumenta-se que essa relação também pode ocorrer em anos não-ENOS, caso as anomalias de precipitação durante a primavera sejam fortes o suficiente para desencadear as anomalias de circulação necessárias para o estabelecimento das anomalias de precipitação na estação seguinte. Esse tipo de resposta da precipitação entre a primavera e o verão tem grande importância no aumento da previsibilidade da

precipitação na estação de monções e, conseqüentemente, na previsão de vazões utilizadas na operação dos principais reservatórios do país.

Atualmente, as previsões meteorológicas e climáticas são feitas com base em modelos dinâmicos, que levam em consideração tanto as forçantes de grande escala quanto as locais, embora estas, freqüentemente, com menos realismo. Modelos estatísticos também têm sido utilizados. Com o conhecimento da variabilidade observada e de suas causas é possível aprimorar os modelos existentes, tornando as previsões mais confiáveis e precisas. Portanto, ao se estudar a variabilidade de precipitação no Brasil tem-se por objetivo conhecer sua previsibilidade e melhorar sua previsão, a fim de se planejar, com maior segurança, atividades vitais para a sociedade, como a produção agrícola e energética.

O conhecimento da variabilidade espacial e temporal da precipitação, tanto em um horizonte semanal quanto sazonal a anual, é muito útil para a otimização da operação do sistema hidrelétrico, pois os reservatórios nacionais estão interligados entre si. Assim, sabendo em quais áreas haverá secas e em quais choverá acima do normal, é possível manejar a produção de maneira que aquelas usinas que se encontram em áreas de secas tenham os seus reservatórios poupados. A necessidade energética desta região será suprida por uma maior produção em hidrelétricas localizadas em regiões nas quais a previsão indica que a próxima estação será úmida. Assim, através de um conhecimento prévio das características climáticas das próximas estações, é possível aperfeiçoar a produção energética, aproveitando as oscilações dos níveis de precipitação nas diferentes regiões do Brasil.

Tendo em vista esses fatos, pesquisas anteriores analisaram a variabilidade de precipitação na AS a partir séries de chuva obtidas através da composição de dados medidos diretamente em pluviômetros com dados estimados através de satélites (ZHOU e LAU, 2001; NOGUÉS-PAEGLE e MO, 2002). Por serem, em parte, estimados, os dados assim compostos podem não representar a real variabilidade da precipitação. Por outro lado, as séries utilizadas nesta dissertação são exclusivamente dados observados de estações do Brasil e de alguns países da AS. Por ser efetuada com valores diretamente medidos, a análise desses dados tende a representar melhor as características locais da variabilidade de precipitação.

Para uma melhor avaliação do impacto da variabilidade de precipitação na vazão dos rios, foram analisadas as séries de vazão dos principais reservatórios

hidrelétricos brasileiros. Estudos anteriores (ROBERTSON e MECHOSO, 1998, 2000; DETTINGER *et al.*, 2000; ROBERTSON, MECHOSO e GARCIA, 2001; BERRI, GHIETTO e GARCIA, 2002; PASQUINI e DEPETRIS, 2007) focaram a variabilidade de vazão principalmente nas BRP e BRU. Nesta dissertação, a análise foi estendida para todas as bacias, com enfoque especial nas bacias que são diretamente influenciadas pelos sistemas de verão. Essa análise foi efetuada tanto em função dos modos de variabilidade de precipitação que afetam o CL brasileiro quanto em função dos modos de variabilidade das próprias vazões (Figura 1.7).

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

O objetivo desta pesquisa é estudar a variabilidade interanual da precipitação de primavera e verão no Brasil e parte da AS, influenciada pelo SMAS e com ênfase em sua variabilidade na região da ZCAS, bem como sua influência nos principais reservatórios da região CL brasileira. A partir da determinação da variabilidade de precipitação, pretende-se verificar suas influências locais e remotas e também a relação entre a variabilidade da primavera e a do verão. Além disso, pretende-se avaliar o impacto dessa variabilidade na série de vazões de alguns rios das principais bacias hidrográficas brasileiras. As vazões dos principais reservatórios brasileiros também são avaliadas, bem como sua variação relacionada aos principais períodos de variabilidade de precipitação.

1.3.2 Objetivos Específicos

Conhecendo-se os principais modos da variabilidade de precipitação na primavera e no verão, pretende-se determinar as anomalias de campos atmosféricos globais e regionais que estão associadas às suas fases extremas, além de anomalias que variam conjuntamente com esses modos. Esses campos fornecem informações que viabilizam a caracterização de influências de forçantes remotas e locais sobre esses modos.

Ainda utilizando esses modos, pretende-se analisar a evolução da precipitação associada às suas fases extremas, desde o início da primavera até o

final do verão, assim como a de outros parâmetros atmosféricos e oceânicos. Dessa maneira, pode-se definir a relação entre a chuva no início da estação chuvosa com a intensidade da estação de monção, isolando possíveis processos de influência de uma estação para a outra.

A partir da definição das relações entre a precipitação de primavera e verão, pretende-se avaliar os impactos dessa variabilidade sobre os reservatórios das usinas hidrelétricas da região Centro-Leste do Brasil. Essa avaliação se dará a partir da relação entre a variabilidade da precipitação e as séries de vazões nos pontos especificados na Tabela 1.1. Também se pretende avaliar a variabilidade desses reservatórios.

Sob esses aspectos, o próximo capítulo trará os métodos e os dados utilizados no estudo a fim de se atingir as metas propostas. Os resultados assim obtidos serão expostos e discutidos nos capítulos 3 e 4. Por fim, as conclusões e sugestões serão expostas no capítulo 5.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo da variabilidade da precipitação utilizou exclusivamente séries históricas de precipitação de mais de 9000 estações pluviométricas de todas as regiões do Brasil, além da Argentina, Paraguai, Uruguai e Peru. Estes dados foram obtidos junto a Agência Nacional de Águas (ANA) e outras agências brasileiras e também dos países vizinhos. Após uma análise de consistência, efetuada pelo Grupo de Meteorologia da Universidade Federal do Paraná, esses dados foram separados em quadrículas de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude. Estudos anteriores utilizaram dados compostos a partir de informações de satélite e médias reconstruídas com dados medidos e resultantes de modelos. O diferencial nessa pesquisa está na utilização de dados de precipitação efetivamente medidos, mais próximos da realidade.

Esses dados de precipitação foram separados em séries médias para a primavera (setembro, outubro e novembro), verão (dezembro, janeiro e fevereiro), e também para os meses de novembro e janeiro separadamente, meses característicos da primavera e do verão, respectivamente. A variabilidade de cada uma dessas séries foi decomposta em modos, através da Análise de Componentes Principais (ACP). Esta análise fornece resultados a respeito da localização espacial dos principais modos de variabilidade e também a variação temporal desses modos.

Para caracterizar as condições globais associadas com esses modos, campos globais de TSM (obtidos do conjunto HadISST1, do *Hadley Institute*, Reino Unido, e descritos por Rayner *et al.* (2003)), função corrente (FC) em 200 e em 850 hPa, pressão ao nível do mar (PNM) (todos obtidos do conjunto da reanálise do *National Oceanic and Atmospheric Administration – National Center for Environmental Prediction/National Center of Atmospheric Research – NOAA – NCEP/NCAR*, Kalnay *et al.*, 1996) e ROLE (obtidos junto ao conjunto de dados do *Climate Diagnostics Center – National Oceanic and Atmospheric Administration – CDC/NOAA*, Liebmann e Smith, 1996) foram correlacionados com as séries de componentes principais mais importantes. A partir dessa análise, é possível localizar áreas estatisticamente correlacionadas com a variabilidade da precipitação. Utilizou-se o campo de TSM a fim de se identificar áreas de influências remotas da temperatura do oceano sobre as oscilações de precipitação. A TSM, juntamente com

a radiação solar, é a principal forçante da atmosfera, devido à grande extensão dos oceanos e sua respectiva inércia térmica, fornecendo a maior parte das condições de contorno para os modelos atmosféricos. Os campos de FCZA e PNM foram analisados a fim de identificar condições associadas às anomalias de circulação, bem como à ascendência e subsidência. O campo de ROLE indica a cobertura de nuvens e, nos trópicos, está relacionado à precipitação. Os campos foram escolhidos de acordo com a literatura e também com as características globais a serem identificadas.

Também se analisaram alguns campos regionais, a fim de identificar a influência de processos locais de interação entre a superfície e a atmosfera na manutenção das anomalias de circulação presentes na estação de monções. Nessa análise, utilizaram-se os dados de vento (componentes u e v) em 850 hPa, na região entre $56,25^{\circ}\text{S}$ e $13,75^{\circ}\text{N}$ e $85,75^{\circ}\text{W}$ e $31,25^{\circ}\text{W}$, com resolução espacial de $2,5^{\circ}$ de latitude por $2,5^{\circ}$ de longitude, obtidos junto ao conjunto da reanálise da NOAA – NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996).

Outro campo regional utilizado foi a temperatura a 2m do solo. A partir da temperatura do ar é possível avaliar a umidade junto a superfície, principalmente durante a primavera e o verão: quanto mais úmida estiver a superfície, maior será a porcentagem do calor absorvida na forma de calor latente, utilizada para evaporar a água. Sendo assim, a quantidade de calor sensível liberada para a atmosfera é menor, diminuindo a temperatura próxima a superfície. Esse campo foi analisado a partir de duas fontes distintas: dados efetivamente medidos em estações meteorológicas, fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), porém, com distribuição espacial pouco homogênea, e outro conjunto obtido da reanálise da NOAA – NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), derivado de diversas fontes, com valores mais precisos na região tropical. Ambos os conjuntos estão localizados entre $33,75^{\circ}\text{S}$ a $1,25^{\circ}\text{N}$ e $73,75^{\circ}\text{W}$ a $33,75^{\circ}\text{W}$. Para verificar a relação entre ambos os conjuntos, os dados de temperatura a 2m do solo advindos de estações foram separados em quadrículas com a mesma resolução espacial dos dados da reanálise ($2,5^{\circ}$ de latitude por $2,5^{\circ}$ de longitude). Cada uma dessas quadrículas de dados efetivamente medidos foi correlacionada com o ponto de grade equivalente nos dados obtidos junto à reanálise. Essa análise foi feita mês a mês.

Por fim, o último campo atmosférico utilizado foram as médias mensais da própria precipitação nas quadrículas, avaliando assim o campo total de precipitação relacionado às fases anômalas e extremas de cada modo de sua variabilidade.

A partir das séries de componentes principais (CP) dos modos de precipitação mais importantes para cada estação, foram escolhidos seus anos de fases extremas e os anos de fases anômalas, a serem definidos a seguir. Para esses anos, foram compostas as anomalias para os campos globais citados. Esta análise permite identificar que regiões podem eventualmente influenciar as anomalias de circulação relacionadas ao SMAS.

Para verificar a possibilidade da influência de condições antecedentes de umidade do solo e, conseqüentemente, de processos locais de interação superfície-atmosfera sobre a variabilidade da precipitação no verão, analisou-se a correlação entre os CP's dos primeiros modos de precipitação de primavera e verão (e também de novembro e janeiro). Para determinar as áreas nas quais a precipitação na primavera está correlacionada com a no verão, foi feita a correlação das médias de precipitação da primavera (e novembro) em cada quadrícula com as médias da precipitação de verão (e janeiro) de todas as outras quadrículas.

Outra maneira de se identificar a importância destas condições antecedentes de umidade na superfície sobre a precipitação de verão é através da correlação entre a temperatura a 2m do solo, na primavera, e a CP da precipitação, no verão. Anomalias de circulação relacionadas a anomalias de umidade, e conseqüentes anomalias de temperatura a 2m do solo, podem influenciar o fluxo de umidade durante o verão, causando anomalias de precipitação.

Em todos os primeiros modos de variabilidade de precipitação, o CL brasileiro apresenta grande componente. Devido a isso, foram calculadas médias móveis de 30 dias, entre 01 de setembro e 01 de março, da média diária de todos os anos e também dos anos de fases anômalas para essa região. A partir dessa análise, é possível relacionar a chuva na primavera com a chuva no verão para cada fase anômala, e também seu desvio em relação à média climatológica.

De maneira semelhante, foram calculadas médias móveis de 30 dias também para as médias diárias de TSM, obtidas através de interpolação linear dos dados semanais do conjunto *Optimum Interpolation* version 1 do NOAA – NCEP, descrito por Reynolds e Smith (1994). Com isto, pretende-se identificar as relações de interação entre a atmosfera e o oceano, relacionando suas influências recíprocas.

A relação entre precipitação e vazão foi feita através da análise de séries mensais e diárias de vazão obtidas junto ao Operador Nacional do Sistema (ONS), responsável pela operação do SIN (ONS, 2005). Essas séries representam a vazão nos reservatórios das principais UHE que compõem o SIN e foram naturalizadas pela própria ONS, de acordo com a operação de cada reservatório. Nessa naturalização, são corrigidos efeitos como a retenção de água pelas represas, o aumento da evaporação devido ao reservatório e também os efeitos dos usos consentidos a montante de cada UHE, tornando, assim, a vazão o mais próximo possível daquela que ocorreria se não houvesse nenhum tipo de aproveitamento nesse curso d'água. Mais informações a respeito desse método podem ser obtidas em relatórios da ONS (2005). Séries com anomalias padronizadas mensais médias de vazão também foram calculadas para quadrículas de $2,5^\circ$ de latitude por $2,5^\circ$ de longitude, assim como foi feito para a precipitação, e submetidas ao método de ACP, a fim de se isolar seus principais modos de variabilidade. Os CP's desses modos de variabilidade de vazão foram correlacionados entre si e com os CP's dos modos de precipitação, evidenciando as relações com a precipitação, com e sem defasagem de uma estação. Esse tipo de análise com dados de vazão não fornece uma visão muito precisa da resposta de cada bacia às anomalias de precipitação. Por isto, fez-se ainda a composição das anomalias de vazão em cada bacia para os anos anômalos e extremos dos principais modos de precipitação, com e sem defasagem de uma estação. Esse tipo de análise permite avaliar a resposta espacial de cada bacia, e também de cada trecho da bacia, às anomalias de precipitação mais significativas.

Como exposto anteriormente, as nascentes das principais bacias hidrográficas brasileiras localizam-se na região Centro-Leste do Brasil, exatamente a região com maior sinal de variabilidade de precipitação tanto na primavera quanto no verão. Para avaliar a relação e o tempo de resposta entre as anomalias de precipitação e as anomalias de vazão calcularam-se as médias móveis de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão ao longo dos anos de fases anômalas do primeiro modo de precipitação nos reservatórios das principais UHE's brasileiras, que sofrem influência direta ou indireta da precipitação no Centro-Leste.

Todos esses passos serão explicados nas subseções a seguir.

2.1 PREPARAÇÃO DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO

No Laboratório de Meteorologia da UFPR, os dados de precipitação mensal passaram por programas de detecção de zeros espúrios e de dados duvidosos. Cada zero é confrontado com a climatologia do mês, bem como com a chuva dos três meses anteriores e posteriores naquele ano, verificando se estes meses foram anormalmente secos ou úmidos. Se o zero ocorreu em um mês tipicamente seco, pode ser considerado um zero verdadeiro. Se ocorreu em um mês no qual a média climatológica não é tão baixa, mas os meses vizinhos foram anormalmente secos naquele ano, esse zero também é mantido. Se o zero ocorreu em mês climatologicamente úmido ou se os meses vizinhos são atipicamente úmidos naquele ano, é considerado zero espúrio e seu valor é substituído por código de dado faltante.

O programa de detecção de dados duvidosos (valores muito altos) indica os valores da série que se afastam mais de três desvios padrão de uma média móvel desta série. Se nos mesmos meses há valores muito altos também em estações vizinhas, esses valores são aceitáveis. Caso contrário, eles são descartados, após um exame dos dados diários do mês correspondente, e substituídos por código de dado faltante.

Estas estações foram separadas em quadrículas de $2,5^\circ$ por $2,5^\circ$, desde a latitude $1,25^\circ$ N até $46,25^\circ$ S, e $33,75^\circ$ O a 85° O, abrangendo assim, toda a área de estudo. Os limites dessas quadrículas foram escolhidos de maneira ao seu centro coincidir com os pontos de grade dos dados obtidos da reanálise do NCEP/NCAR. De cada conjunto de estações assim separadas fez-se uma série média da quadrícula, ou seja, todos os dados das estações daquela quadrícula foram somados e divididos pelo número de estações que possuíam os dados, formando assim uma série média dos valores existentes naquela quadrícula. Esses valores foram alocados no centro da quadrícula. Assim, obteve-se um conjunto de dados distribuído de forma mais homogênea.

As quadrículas que possuíam algum dado faltante foram completadas pelas suas vizinhas através de uma média ponderada, que atribuíu peso 1,0 àquelas que fossem vizinhas diretas e peso 0,707 àquelas que fossem vizinhas na diagonal. Tal critério foi adotado com base na distância entre os centros das quadrículas. Cabe

salientar que quadrículas que possuíam mais de sete anos de dados faltantes foram descartadas.

Para aplicar a ACP, é necessário que todas essas quadrículas estejam com dados completos no mesmo intervalo de tempo. Assim, foi escolhido o intervalo de 1961 – 2000, completando um período de quarenta anos, com dados completos em 149 quadrículas localizadas nas áreas sombreadas e distribuídas conforme a Figura 2.1.

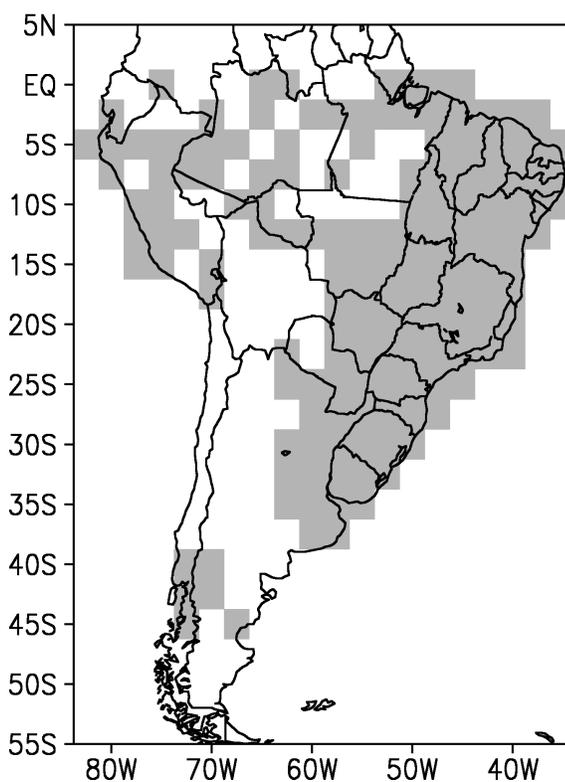


FIGURA 2.1 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS QUADRÍCULAS UTILIZADAS

Feito isso, passou-se à ACP. Para isso, foi calculada a precipitação acumulada de primavera e de verão, para cada ano. A ACP também foi aplicada às séries de chuvas de novembro e de janeiro. Em seguida, esses valores foram dispostos em uma matriz, na qual cada coluna correspondia a uma quadrícula e as linhas aos anos de dados daquela quadrícula, sendo uma matriz para os dados de cada período do ano (primavera e verão ou novembro e janeiro). Com isso, puderam-se analisar os CP's através de um programa próprio. Como resultado da análise, obteve-se um conjunto de modos, cada qual caracterizado por uma série espacial e uma série temporal (série de CP's), para cada conjunto de dados. Outro

conjunto de modos pode ser obtido pela rotação destes. O método da ACP será detalhado na próxima subseção.

2.2 MÉTODO DA ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS

Basicamente, o método da ACP consiste na análise de uma matriz de variância/covariância, que contém a variância de um conjunto de dados na sua diagonal principal e a covariância entre esses dados nos outros pontos. O resultado da análise fornece dois parâmetros: *Factor Loading* ou série espacial, que corresponde aos autovetores da matriz da ACP e indica a principal direção da variação dos dados, isto é, o modo principal como os dados variam no espaço; e *Factor Score* ou CP, que indica a variação temporal dos dados para cada modo.

O primeiro modo é uma combinação linear normalizada das variáveis originais (neste caso, a precipitação mensal ou sazonal em cada quadrícula é uma variável) e representa a máxima fração ou porcentagem da variância (WILKS, 1995). É calculado através da combinação de vários modos até a condição de máximo ser atingida. O mesmo procedimento é adotado nos modos de ordem menor. Por isso, nem sempre esses modos contêm apenas as oscilações causadas por uma mesma forçante ou característica. Outra característica do modo não rotacionado é que todos os seus autovetores de ordem menor devem ser ortogonais ao autovetor do primeiro modo. Para isolar os dados em modos que tenham características mais homogêneas ou processos físicos comuns, procede-se a rotação dos modos, obtendo um novo conjunto de dados, chamado de componentes principais rotacionados (CPR). Seus autovetores não são necessariamente ortogonais entre si e tendem a explicar, individualmente, uma fração menor da variância total, porém, os padrões obtidos correspondem àqueles que possuem os mesmos mecanismos ou forçantes. Cabe ainda salientar que nem sempre os modos rotacionados coincidem com seus respectivos modos não rotacionados, justamente por causa da condição de máxima variância dos modos não rotacionados. Porém, a rotação aqui utilizada, a rotação Varimax ortogonal, mantém os autovetores ortogonais entre si.

Operacionalmente, a ACP pode ser especificada em pelo menos seis modos básicos, dependendo de que parâmetros serão escolhidos como variáveis, indivíduos e entidades físicas. Estes seis modos foram definidos como O, P, Q, R, S e T por Cattell (1952) e resultam em um conjunto único de variáveis quando uma

rotação de estrutura simples é aplicada. Assim, os modos se diferenciam entre si pelos parâmetros escolhidos a serem colocados como linhas ou colunas na matriz de dados. Por exemplo, nos modos mais comuns, que são os modos S e T, os parâmetros são estações e tempo. No modo S as estações estão nas colunas e no modo T estão nas linhas. No modo S, a rotação tende a isolar subgrupos de estações que variam similarmente, de modo que seus resultados são utilizados para a regionalização dos dados. Este é o modo utilizado nesta pesquisa. No modo T, a rotação isola subgrupos de observações com similares padrões espaciais, simplificando as séries temporais.

O método em si, bem como uma melhor explicação dos resultados obtidos por esse tipo de análise, está no Anexo B.

2.3 CORRELAÇÃO ENTRE CAMPOS GLOBAIS E LOCAIS E SÉRIES TEMPORAIS

Esta análise estatística foi utilizada para se estabelecer as conexões da variabilidade de precipitação com os campos globais de TSM, função corrente zonalmente assimétrica (FCZA) em 200 e em 850 hPa, PNM e ROLE, assim como com os campos locais de temperatura a 2m do solo e vento em 850 hPa. O campo de FCZA é dado pela diferença entre a FC em cada ponto de grade e a FC média daquela latitude. Como os dados da reanálise estão distribuídos em uma grade regular de 2,5° de latitude e longitude, o valor da FC em cada quadrícula é subtraído do valor médio da FC em sua latitude, resultando na FCZA. Foi realizada a correlação entre a série temporal de cada um dos principais modos de variabilidade rotacionados e não rotacionados com a série dos campos em cada ponto de grade, para os anos de 1961 a 2000, exceto a ROLE que, devido à inexistência de satélites para tais medições em período anterior, possui dados a partir de 1974. O campo de TSM está distribuído em uma grade regular de 1° de latitude por 1° de longitude. Os outros campos estão em uma grade regular de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude (exceto o campo de temperatura a 2m do solo advindo de estações meteorológicas, estando distribuído irregularmente sobre o território).

Dadas duas variáveis aleatórias X e Y (neste caso, a CP de um dado modo X – e o valor do campo global em cada ponto de grade – Y), pode-se perguntar quando essas duas variáveis são independentes. Uma aproximação pode ser feita ao se introduzir alguma medida da relação entre as duas variáveis (HOEL, 1971). De

maneira simples, a correlação é a razão entre a covariância amostral de duas variáveis e o produto de seus desvios padrões. A equação utilizada, neste caso, é a Equação (1), a seguir:

$$r_{xy} = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_i - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

onde x_i é o CP de precipitação em cada ano considerado, \bar{x} é a média dos CP's de precipitação ao longo dos anos considerados, y_i é o valor do campo global em cada ano considerado, \bar{y} é a média do campo global ao longo dos anos considerados e r_{xy} é o valor da correlação.

A correlação possui duas importantes propriedades. Primeiro, seu valor está restrito ao intervalo de -1 a +1, isto é $1 \leq r_{xy} \leq 1$. Se $r_{xy} = -1$ isto significa uma associação perfeitamente linear negativa entre x e y , ou seja, sempre que um valor cresce, o outro decresce. Para o caso de $r_{xy} = 1$ ocorre o oposto, as variáveis possuem uma correlação perfeitamente linear positiva, ou seja, sempre que o valor de uma cresce, o valor da outra acompanha. Segundo, o quadrado da correlação especifica a proporção da variabilidade de uma das duas variáveis que é linearmente explicada ou descrita pela outra (WILKS, 1995). Ou seja, pode ser que x cause fisicamente y ou vice-versa, mas geralmente ambas variáveis resultam de outras, ou muitas outras, quantidades ou processos. Para verificar se a correlação é significativamente diferente de zero, aplica-se um teste de significância, calculando-se a estatística t abaixo:

$$t = \frac{r_{xy} \sqrt{N - k}}{\sqrt{1 - r_{xy}^2}} \quad (2)$$

onde t é o valor da estatística, N é o número de observações e k é o número de parâmetros estimados a partir dos dados, neste caso $k = 2$ parâmetros: a média e o desvio padrão, utilizados no cálculo da correlação r_{xy} .

A estatística t segue a distribuição t de Student com $\nu = N - k$ graus de liberdade e aplica-se apenas a distribuições que sigam a Distribuição Normal. Portanto, supôs-se que as variáveis aqui utilizadas são normalmente distribuídas. O teste t de Student foi utilizado na forma bilateral, com nível de significância 0,05 para verificar a significância de correlação não nula (0,1 no caso da correlação com o vento em 850 hPa e a temperatura a 2m do solo).

A análise foi efetuada para cada um dos pontos de grade nos quais a variável, tanto global quanto local, estava definida e, com os resultados obtidos, foram feitos mapas para cada um dos campos e modos. Nesses, o coeficiente de correlação foi representado em isolinhas e os valores significativamente diferentes de zero com nível de significância 0,05 (0,1 para os campos de vento e temperatura a 2m do solo) estão representados por áreas sombreadas, de acordo com o sinal da correlação. No caso do campo local de ventos em 850 hPa, analisaram-se separadamente seus componentes u e v , calculando-se a correlação e a significância para cada um deles. As correlações de u e v são representadas como vetores para cada ponto de grade nesses mapas. A direção e magnitude dos vetores estão relacionadas ao valor da correlação de cada um dos componentes com o CP de precipitação. A significância de cada ponto de grade é dada pelo maior valor entre a significância do campo u e do campo v .

Para os campos de temperatura a 2m do solo, também se fez a correlação defasada entre os valores desse campo na primavera (e novembro), com os CP's e CPR's de verão (e janeiro), salientando, assim, a influência das condições antecedentes de umidade (e conseqüentemente temperatura) na variabilidade de precipitação no auge da estação de monções.

2.4 COMPOSIÇÃO DOS CAMPOS ANÔMALOS

As composições relativas a fases anômalas e extremas dos modos consistem em campos médios das anomalias observadas durante estas fases. Estas composições tendem a fornecer o mesmo tipo de informação que a análise de correlação. Esta técnica é usada principalmente para enfatizar anomalias associadas com fases extremas.

Neste caso, foram usados campos de TSM, FCZA em 200 e em 850 hPa, PNM, ROLE, ventos em 850hPa, temperatura a 2m do solo (ambos os conjuntos) e precipitação. Os campos anômalos foram compostos com base nos anos em que as anomalias (positivas e negativas) das séries de CP's de precipitação para cada estação excederam de $\pm 0,5$ vezes o desvio padrão ($\pm 0,5\sigma$). Também foram feitas composições para os anos de fases extremas dessa variabilidade, considerados como sendo os anos nos quais as anomalias das séries de CP's excederam o valor

de $\pm 0,95 \sigma$. Esses anos foram definidos tanto para as séries de CP's quanto para as séries de CPR's. Os anos analisados em cada caso estão nas Tabelas 2.1 e 2.2. Cabe salientar que, para a ROLE, os anos usados foram aqueles a partir de 1974, inclusive, com exceção de 1978, quando o satélite do qual foram obtidos os dados estava com defeito.

TABELA 2.1 – ANOS DE FASES ANÔMALAS, POSITIVAS E NEGATIVAS, CONSIDERADAS COMO SENDO AQUELES ANOS NOS QUAIS A SÉRIE TEMPORAL EXCEDEU $\pm 0,5\sigma$.

FASE ANÔMALA – PRIMAVERA			FASE ANÔMALA – VERÃO		
MODO	ANOS	N°	ANOS	N°	
CP1POS	64, 68, 70, 71, 73, 74, 76, 81, 85, 89, 96, 99	12	65, 66, 70, 71, 72, 75, 80, 83, 86, 92, 95, 96, 97, 98	14	
CP1NEG	61, 63, 67, 82, 86, 90, 93, 94, 97	9	63, 77, 78, 79, 84, 85, 89, 91, 99	9	
CP2POS	65, 69, 72, 75, 76, 77, 81, 82, 83, 92, 96, 97, 98	13	64, 65, 69, 78, 79, 80, 82, 91, 96, 97	10	
CP2NEG	61, 62, 63, 66, 68, 70, 74, 85, 86, 88, 93, 99	13	62, 63, 70, 72, 73, 74, 75, 81, 83, 84, 85, 88	12	
CPR1POS	64, 65, 70, 71, 73, 76, 81, 83, 85, 92, 96, 98	12	61, 64, 66, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 81, 83, 86, 90, 94, 95, 98	16	
CPR1NEG	61, 62, 63, 74, 80, 82, 86, 88, 90, 93, 94, 97	12	63, 67, 69, 77, 78, 79, 82, 89, 91, 99	10	
CPR2POS	62, 69, 72, 75, 76, 79, 82, 83, 92, 96, 97	11	61, 64, 65, 67, 69, 71, 78, 80, 82, 91, 92, 96	12	
CPR2NEG	61, 67, 68, 70, 71, 85, 86, 87, 88, 91, 94, 99	12	62, 63, 72, 73, 75, 79, 84, 85, 99	9	
FASE ANÔMALA – NOVEMBRO			FASE ANÔMALA – JANEIRO		
MODO	ANOS	N°	ANOS	N°	
CP1POS	62, 64, 66, 68, 70, 71, 85, 89, 95, 96, 98, 99	12	61, 62, 64, 79, 80, 82, 85, 91, 92, 97	10	
CP1NEG	62, 63, 69, 72, 75, 77, 78, 82, 84, 86, 90, 93, 97	13	63, 67, 68, 71, 72, 73, 76, 84, 87, 89, 90, 93, 95, 96, 99	15	
CP2POS	61, 62, 63, 66, 68, 70, 74, 82, 85, 86, 88, 90, 93, 95	14	62, 65, 66, 67, 68, 79, 80, 83, 87, 89, 90, 92, 95	13	
CP2NEG	64, 67, 69, 71, 72, 73, 75, 76, 77, 81, 83, 87, 92, 96, 00	15	63, 64, 71, 73, 74, 77, 78, 84, 85, 88, 96, 98, 00	13	
CPR1POS	64, 65, 68, 71, 76, 83, 87, 89, 91, 95, 96, 98, 99, 00	14	61, 63, 64, 66, 70, 79, 80, 82, 83, 85, 92, 97	12	
CPR1NEG	61, 63, 66, 75, 77, 78, 82, 84, 86, 88, 90, 93, 94, 97	14	63, 67, 68, 69, 71, 72, 73, 74, 76, 84, 87, 88, 89, 90, 93, 95, 96	17	
CPR2POS	62, 63, 66, 68, 70, 75, 80, 85, 93, 95	10	62, 66, 72, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 87, 90, 93	12	
CPR2NEG	61, 64, 65, 69, 74, 76, 77, 82, 83, 87, 91	11	63, 64, 73, 74, 77, 85, 88, 94, 96, 98	10	

Para compor o campo anômalo, primeiramente foram calculadas duas séries: uma com as anomalias de certo campo para os anos daquela fase anômala e outra com as anomalias para todos os outros anos (anos normais para aquela fase anômala). As anomalias dos campos atmosféricos foram consideradas como sendo a diferença entre o valor do campo em um ano e sua média climatológica, considerados em cada ponto de grade. O mesmo processo foi repetido para os anos de fase extrema. A significância estatística dessas séries de anomalias foi calculada através do teste t de Student para a diferença entre as médias de duas séries: a série correspondente aos anos de fases anômalas (ou extremas) e a série correspondente aos anos normais (em relação àquela fase anômala ou extrema). O

teste é função da diferença entre as médias das duas amostras comparadas, e a diferença observada será, na maioria das vezes, algum número exceto zero. A hipótese nula é a de que a diferença verdadeira é zero (WILKS, 1995). Para esse teste, no caso de as variâncias serem estatisticamente iguais, usa-se a estatística z , calculada através da Equação (3):

$$z = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\left\{ \left[\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y} \right] \left[\frac{(n_x - 1)s_x^2 + (n_y - 1)s_y^2}{n_x + n_y - 2} \right] \right\}}} \quad (3)$$

onde z é a estatística do teste, n_x e n_y é o número de observações das variáveis x e y , s_x^2 e s_y^2 é o desvio padrão de cada uma das amostras x e y .

O número de graus de liberdade (ν) é dado por: $\nu = n_x + n_y - 2$.

TABELA 2.2 – ANOS DE FASES EXTREMAS, POSITIVAS E NEGATIVAS, CONSIDERADAS COMO SENDO AQUELES ANOS ONDE A SÉRIE TEMPORAL EXCEDEU $\pm 0,95\sigma$.

MODO	FASE EXTREMA – PRIMAVERA		FASE EXTREMA – VERÃO	
	ANOS	N°	ANOS	N°
CP1POS	64, 70, 71, 73, 76, 99	6	65, 70, 71, 83, 97, 98	6
CP1NEG	61, 63, 82, 90, 93, 97	6	63, 78, 79, 84, 85, 89, 99	7
CP2POS	65, 69, 72, 76, 82, 83, 92, 97	8	64, 65, 78, 79, 82, 91, 96, 97	8
CP2NEG	63, 68, 70, 74, 85, 86, 88, 99	8	70, 73, 74, 75, 83, 85	6
CPR1POS	65, 70, 71, 81, 83, 92	6	70, 71, 73, 75, 83, 86, 95	7
CPR1NEG	61, 63, 80, 82, 86, 93	6	63, 69, 77, 78, 79, 89, 91	7
CPR2POS	62, 72, 75, 79, 82, 83, 92, 96	8	64, 65, 67, 69, 80, 82, 92, 96	8
CPR2NEG	68, 71, 85, 86, 87, 91, 99	7	63, 72, 73, 84, 85	5
MODO	FASE EXTREMA – NOVEMBRO		FASE EXTREMA – JANEIRO	
	ANOS	N°	ANOS	N°
CP1POS	62, 68, 80, 81, 85, 98, 99	7	64, 79, 80, 82, 85, 91, 92	7
CP1NEG	61, 69, 77, 82, 84, 97	6	63, 71, 73, 76, 84, 90, 93	7
CP2POS	62, 63, 66, 86, 88, 90, 93	7	62, 65, 66, 67, 68, 79, 83	7
CP2NEG	69, 72, 73, 75, 77, 81, 83, 92, 00	9	73, 74, 85, 88, 98	5
CPR1POS	68, 71, 76, 91, 98, 00	6	61, 64, 79, 82, 83, 85, 92, 97	8
CPR1NEG	61, 82, 84, 86, 93, 97	6	63, 68, 71, 72, 76, 84, 90, 95, 96	9
CPR2POS	62, 68, 70, 85, 95	5	66, 79, 83, 90	4
CPR2NEG	64, 65, 77, 83, 87, 91	6	64, 74, 77, 85, 98	5

No caso do campo de precipitação, a variância da série de anomalias para os anos de fases anômalas ou extremas é estatisticamente diferente da variância da série de anomalias para os anos normais. Assim, a estatística utilizada, z , deve ser calculada conforme a Equação (4):

$$z = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{s_x^2}{n_x} + \frac{s_y^2}{n_y}}} \quad (4)$$

O número de graus de liberdade, neste caso, é dado pela Equação (5).

$$v = \frac{\left[\frac{s_x^2}{n_x} + \frac{s_y^2}{n_y} \right]^2}{\frac{\left(\frac{s_x^2}{n_x} \right)^2}{n_x - 1} + \frac{\left(\frac{s_y^2}{n_y} \right)^2}{n_y - 1}} \quad (5)$$

Tanto a Equação (3) quanto a Equação (4) segue a distribuição t de Student. Usa-se o teste na forma bilateral para avaliar se as séries testadas são significativamente diferentes aos níveis de 0,1 e 0,05. O cálculo foi feito para a diferença entre os campos para as fases positivas (e negativas) e a média, e também para a diferença entre os campos para as fases positivas e negativas.

A partir da composição dos campos de anomalias de precipitação, é possível identificar relações de causa e consequência entre as anomalias de precipitação na primavera e no verão durante as fases anômalas e extremas de sua variabilidade. Assim, é possível identificar anomalias de precipitação de primavera que levam a determinadas fases de variabilidade durante o verão. Para verificar esta relação entre primavera e verão, compuseram-se os campos de anomalias desde setembro do ano de fase anômala ou extrema até fevereiro do ano seguinte, tanto para os conjuntos de anos de fases extremas e anômalas de primavera (e novembro) quanto para os conjuntos de verão (e janeiro).

Esse tipo de avaliação estatística também permite verificar a influência de condições antecedentes de umidade do solo nas anomalias de precipitação durante o verão. Essa influência é analisada a partir da composição das anomalias temperatura no solo durante a primavera (novembro) para os anos de fases anômalas e extremas de verão (janeiro).

Os mapas obtidos a partir desse método têm as isolinhas representando a média das anomalias nos anos de fase positiva (e negativa). No caso da composição para a diferença das fases, as isolinhas representam a diferença entre o campo anômalo da fase positiva menos o campo anômalo da fase negativa. As manchas de significância foram compostas a partir dos níveis de significância, adotado como 0,05 (em alguns casos, 0,10, estando especificado na legenda), de acordo com a distribuição de Student.

Novamente, para o campo de ventos, analisaram-se separadamente os componentes u e v . Os vetores do campo de vento foram então compostos pelos

valores das anomalias de cada componente e a atribuiu-se à significância de cada ponto de grade o maior valor entre a significância de u e v .

2.5 CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DOS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO

A correlação entre os CP's foi feita com o intuito de se identificar influências de condições anteriores (no caso, da primavera) de umidade do solo e temperatura sobre a precipitação de verão. Primeiramente, correlacionaram-se, a partir da Equação (1), as séries temporais de primavera (ou novembro) e verão (ou janeiro). A seguir, foi calculado o nível de significância da correlação, como exposto na Seção 2.3. Os resultados obtidos estão no capítulo de Resultados e Discussões, Seção 3.2.

2.6 MÉDIA MÓVEL DE 30 DIAS

2.6.1 Média Móvel de Precipitação

A média móvel foi calculada com o intuito de relacionar as médias diárias climatológicas de chuva (sobre todos os 40 anos do intervalo) com a média para os anos de fases anômalas dos CP's, tanto da primavera quanto do verão. Para isso, foi escolhida uma área significativa, correspondente ao CL brasileiro, entre as latitudes $6,25^\circ$ S e $23,75^\circ$ S e as longitudes $41,25^\circ$ O e $51,25^\circ$ O (Figura 2.2). Essa é a área de maior correlação entre a chuva de primavera e a chuva de verão, identificada por Grimm, Pal e Giorgi (2007), e é consistente com a correlação entre os primeiros CP's de primavera e verão, descrita na subseção anterior.

Definida a área, foi calculada uma série média para cada quadrícula de $2,5^\circ$ x $2,5^\circ$, como anteriormente, mas desta vez utilizando-se dados diários. Destas séries médias diária em cada quadrícula foi feita uma série média para toda a área. Foi necessário dividir a área em quadrículas pelo fato de haver muito mais estações na parte sul da área do que na parte norte. Caso se utilizasse os dados das estações diretamente para calcular a série média da região, a média seria tendenciosa, dando mais peso à área com maior número de estações.

A partir dessa série média diária de toda área, foi calculada uma média climatológica para cada dia do ano, bem como a média para cada dia do ano para os anos de fases anômalas positivas e negativas dos primeiros modos de primavera e

verão, e também para os meses de novembro e janeiro (Tabela 2.1). A partir dessa média diária calculou-se a média móvel de 30 dias, entre os dias 01 de setembro e 01 de março, centrada no 15º dia de cada período. A curva obtida mostra a relação da chuva da primavera com a chuva de verão (novembro e janeiro), tanto em anos em que houve fases anômalas como em todos os anos.

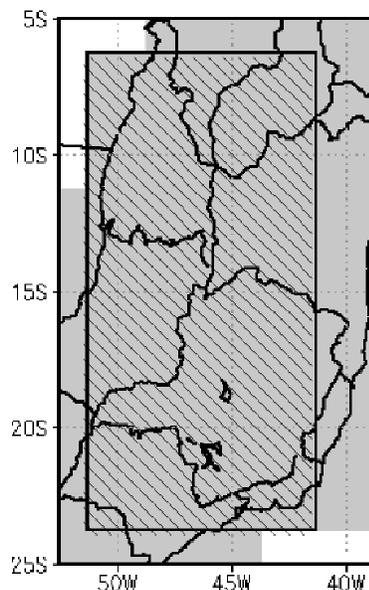


FIGURA 2.2 – ÁREA COM VARIABILIDADE SIGNIFICATIVA DE PRECIPITAÇÃO NO CENTRO-LESTE DO BRASIL NA PRIMAVERA E VERÃO.

Retângulo hachurado corresponde à área com anomalias significativas de precipitação tanto na primavera quanto no verão.

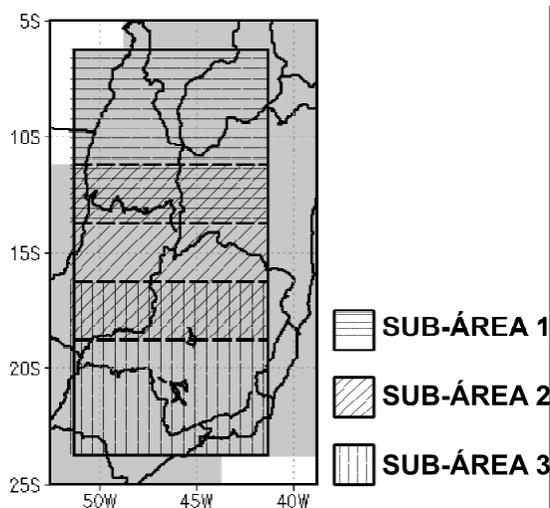


FIGURA 2.3 – SUB-ÁREAS DO CENTRO-LESTE UTILIZADAS NO CÁLCULO DA MÉDIA MÓVEL

Regiões hachuradas correspondentes a cada uma das sub-áreas utilizadas no cálculo da média móvel de precipitação. Como a distribuição de chuva nessa

área do Centro-Leste não é homogênea, sendo mais abundante ao sul, além do início da estação chuvosa ser mais cedo ao norte, fez-se uma média móvel para cada uma das três sub-áreas, contidas na área da Figura 2.2, dispostas na Figura 2.3.

2.6.2 Média Móvel de TSM

Estudos anteriores (BARROS *et al.*, 2000; DOYLE e BARROS, 2002; GRIMM, 2003) demonstram a relação entre a precipitação na ZCAS, cuja posição climatológica abrange a sub-área 3 da Figura 2.3, e a TSM na costa sudeste do Brasil. Uma maneira de se avaliar essa relação é através da média móvel. Neste caso, fez-se a média móvel da TSM diária para duas áreas do Atlântico próximas à costa sudeste do Brasil, a área Norte, de 18,5°S a 23,5°S e 43,5°W a 33,5°W, e a área Sul, de 20,5°S a 25,5°S e 47,5°W a 37,5°W (Figura 2.4). Essas médias podem ser comparadas com as médias móveis de precipitação e assim definir para quais áreas as anomalias de TSM precedem as de precipitação ou vice-versa.

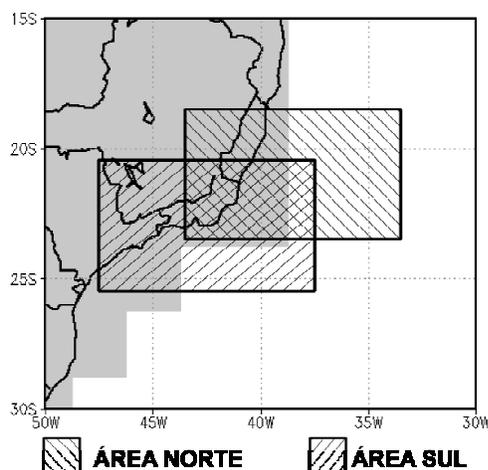


FIGURA 2.4 – ÁREAS NA COSTA SUDESTE DO BRASIL UTILIZADAS NO CÁLCULO DAS MÉDIAS MÓVEIS DE TSM

Regiões hachuradas correspondentes a cada uma das sub-áreas utilizadas no cálculo da média móvel de TSM.

Os dados de TSM utilizados nessa análise foram obtidos do conjunto *Optimum Interpolation* version 1 do NOAA – NCEP (REYNOLDS e SMITH, 1994). Esses dados são compostos de médias semanais e foram interpolados linearmente de maneira a produzir uma série de dados diários. Sua resolução espacial é de 1° de latitude por 1° de longitude e o período de análise utilizado foi de 29/10/1981 a

31/12/2000. Para cada área de estudo foi composta uma série média diária, calculada a partir da série média de cada quadricula da área. A partir dessa série média calculou-se uma série de anomalias diárias, com as quais foram feitas as médias móveis de 30 dias para todos os anos e também para os anos de fases anômalas (de acordo com a Tabela 2.1), resultando na evolução das anomalias de TSM no litoral sudeste do Brasil relacionadas às fases anômalas de precipitação para dado modo. A partir da comparação dessa média móvel com a da precipitação, é possível determinar se as anomalias de TSM são causadas por anomalias de precipitação, ou se as anomalias de precipitação precedem as de TSM.

2.7 DADOS DE VAZÃO

Os dados de vazão utilizados referem-se às séries mensais e diárias de vazão naturalizada dos principais reservatórios do SIN, cuja operação é regulamentada pela ONS. Esses dados foram obtidos junto ao próprio ONS (ONS, 2005). Neste estudo, utilizaram-se apenas as séries de vazões naturalizadas, tanto mensais quanto diárias. As séries consideradas “fictícias” pelo ONS (2005) foram descartadas. Os dados de 148 aproveitamentos hidrelétricos (Anexo C), com valores entre 1961 e 2000, foram separados em quadrículas de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude, da mesma maneira que os dados de precipitação. Essas quadrículas cobrem parte do território nacional, com dados entre 1,25°S até 31,25°S e 61,25°W até 33,75°W, num total de 42 quadrículas, de acordo com a Figura 2.5.

Para efetuar os cálculos a seguir, utilizou-se o valor da anomalia padronizada de vazão para cada mês em cada aproveitamento, a partir da Equação (6):

$$q = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma_{\bar{Q}}} \quad (6)$$

onde q é a anomalia de vazão média padronizada (adimensional), Q_i é o valor da vazão em um dado mês para um certo aproveitamento (em m³/s), \bar{Q} é a vazão média daquele mês para aquele aproveitamento (em m³/s) e $\sigma_{\bar{Q}}$ é o desvio padrão das vazões daquele mês para um certo aproveitamento (em m³/s). Cabe lembrar que, neste caso, pode-se utilizar tanto o valor da vazão em m³/s quanto o valor da vazão por unidade de área (m/s) para o cálculo das anomalias de vazão padronizada, uma vez que aplicando a equação (6) para as anomalias por unidade

de área, esta é simplificada. Assim, utilizaram-se as vazões em m^3/s , pois os dados foram obtidos nesta unidade.

A partir das anomalias de cada aproveitamento, fez-se a média para cada quadrícula. Com isso, cada quadrícula é representada por uma série de anomalias padronizadas. O conjunto dessas séries foi analisado através de três métodos:

1. Análise de Componentes Principais (ACP);
2. Correlação entre os CP's de vazão e desses com os CP's de precipitação;
3. Composição dos campos de anomalias de vazão para os anos de fases anômalas e extremas dos primeiros modos de precipitação de primavera, verão, novembro e janeiro.

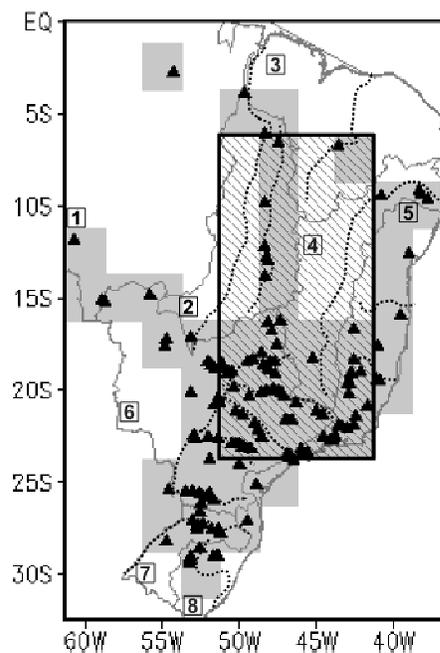


FIGURA 2.5 – ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS E QUADRÍCULAS UTILIZADAS.

Cada ponto representa uma das estações fluviométricas utilizadas, relacionadas aos principais aproveitamentos hidrelétricos do país. As quadrículas sombreadas são aquelas utilizadas nas análises a seguir. As bacias hidrográficas estão representadas pela linha cinza mais espessa. O retângulo em preto representa a região Centro-Leste. As linhas pontilhadas representam os principais rios das bacias. Os códigos representam o nome da bacia de acordo com a Tabela 1.1.

Além disso, foram selecionados 15 aproveitamentos localizados nos principais rios brasileiros cujas nascentes estão na região CL do Brasil, ou em áreas afetadas pelas anomalias de circulação típicas do SMAS. Estes aproveitamentos estão representados na Figura 1.7 e na Tabela 1.1.

As séries diárias de anomalias padronizadas (também calculadas a partir da Equação (6), com Q_i sendo o valor diário da vazão do reservatório e \bar{Q} sendo a

média para aquele dia daquele reservatório) foram utilizadas na composição de médias móveis de 30 dias, para aqueles anos considerados fases anômalas em relação a certo modo de precipitação (Tabela 2.1). Com esse método é possível identificar o tempo de resposta das vazões às anomalias de precipitação, além de caracterizar o padrão dipolar de variabilidade entre as estações localizadas em cursos d'água cujas nascentes estão na região CL do Brasil e aquelas localizadas em cursos d'água nas principais bacias da região Sul.

Esses procedimentos serão descritos nas subseções a seguir.

2.7.1 ACP para os Dados de Vazão

As séries mensais de anomalias padronizadas de vazão foram submetidas a uma ACP, utilizando-se o modo S (estações nas colunas e tempo nas linhas) da matriz de correlação, obtendo uma série de componentes principais (CP) para cada modo. Neste caso, como a matriz de entrada do ACP é adimensional, utilizar a correlação ou a covariância leva a resultados iguais. Essa análise foi efetuada para primavera e verão.

2.7.2 Correlação dos CP's

A partir a aplicação do método da ACP, obteve-se uma série de CP's para cada modo de vazão. Correlacionaram-se as séries de CP's da vazão da primavera com as de CP's da vazão do verão, a partir da Equação (1), com nível de significância calculado a partir da estatística dada pela Equação (2). Com isso, é possível determinar relações entre as vazões na primavera e no verão.

A fim de se determinar quais modos de variabilidade de precipitação estão relacionados com quais modos de variabilidade de vazão, foi calculada a correlação entre os CP's de vazão da primavera (CPPRI_VAZ) e os CP's de precipitação da primavera (CPPRI_PREC) a partir da Equação (1), com nível de significância calculado a partir da estatística dada pela Equação (2). A mesma análise foi efetuada para o verão (CPVER_PREC *versus* CPVER_VAZ). A partir dessa análise é possível avaliar a resposta direta da vazão devido às anomalias de precipitação.

Para avaliar a resposta defasada da vazão às anomalias de precipitação, efetuou-se a correlação dos CP's de primavera de precipitação com os CP's de

verão de vazão (CPPRI_PREC *versus* CPVER_VAZ) a partir da Equação (1), com sua significância calculada a partir da estatística dada pela Equação (2).

Contudo, cabe salientar que, para o caso de vazões, o método do ACP fornece apenas uma idéia geral da variabilidade espacial das séries de vazão, uma vez que, nesta análise, não foram considerados os limites físicos das bacias. Como as principais bacias brasileiras apresentam uma orientação norte-sul, a tendência é que as anomalias de precipitação localizadas na região Centro-Leste, por exemplo, sejam representadas por anomalias de vazão com maior extensão espacial, tanto em direção ao norte, devido às BSF e BRT, quanto ao sul do país, devido à BRP. Por isso, foram efetuadas as análises descritas a seguir, nas quais são considerados os limites físicos das bacias hidrográficas.

2.7.3 Composição dos Campos Anômalos e Extremos

O método utilizado na composição dos campos anômalos de vazão é o mesmo apresentado na Seção 2.4. Contudo, neste caso, analisou-se cada bacia independentemente, ou seja, para cada fase anômala ou extrema, compôs-se um campo de anomalias de vazão para cada bacia. As estações foram mantidas separadas em quadrículas para manter a homogeneidade na distribuição espacial dos dados e não favorecer as regiões com maior concentração de estações. Porém, é necessário ressaltar que algumas quadrículas podem se repetir em duas bacias distintas e, neste caso, as estações que compõem a média dessa quadrícula pertencem à bacia que está sendo avaliada. Por exemplo, uma quadrícula pode aparecer tanto no campo para a BRP quanto no da BSF, porém, quando se está analisando a BRP, as estações que compõem a média daquela quadrícula pertencem somente à BRP. Quando a análise é feita para a BSF, incluem-se somente as estações pertencentes a essa bacia.

Esta análise foi efetuada a partir das séries mensais de anomalias padronizadas de vazão para os anos de fases anômalas e extremas, conforme as Tabelas 2.1 e 2.2, para a primavera e verão. No caso da vazão, também se efetuou a composição defasada para os campos de vazão de verão relacionados às fases anômalas e extremas de precipitação de primavera.

A partir dessa análise, é possível isolar a consequência das fases anômalas e extremas de precipitação em cada bacia e também ao longo da bacia. Em geral,

as anomalias tendem a se acumular e tornarem-se mais significativas nas partes baixas das bacias, próximas à suas exutórias.

2.7.4 Média Móvel de 30 Dias

Essa análise foi baseada nas séries diárias das anomalias padronizadas de vazão para as 15 estações dispostas na Figura 1.7 e descritas na Tabela 1.1. De maneira semelhante à precipitação, utilizaram-se aqui os anos de fases anômalas de um modo de precipitação. Assim, foram feitas médias móveis de 30 dias apenas para os anos de fases anômalas de primavera e verão. Como os dados de entrada são anomalias padronizadas, suas médias climatológicas são nulas. Dessa forma, as médias móveis variam em torno de zero, e não em torno da média climatológica da vazão, como no caso da precipitação.

A relação de inversão entre as anomalias de precipitação no CL e no Sul para o verão está fundamentada por diversos autores (GRIMM, FERRAZ e GOMES, 1998; GRIMM, BARROS e DOYLE, 2000; ZHOU e LAU, 2001; NOGUÉS-PAEGLE e MO, 2002; GRIMM, 2003; CARVALHO, JONES e LIEBMANN, 2004; GRIMM, 2004; GRIMM, PAL e GIORGI, 2007). A partir da análise proposta, busca-se evidenciar a relação entre as anomalias de vazão para o verão. Contudo, ampliou-se esta análise para a primavera, estudo inédito na literatura. Além disso, esse período também sofre grande influência do SMAS.

Os gráficos e mapas obtidos nas subseções anteriores serão apresentados nos capítulos 3 e 4, referentes aos modos de precipitação e vazão, respectivamente. Cabe salientar que todos os cálculos efetuados foram processados com programas desenvolvidos em linguagem Fortran. Todos esses programas foram desenvolvidos no Laboratório de Meteorologia da Universidade Federal do Paraná. Os mapas foram compostos através do programa Grads e os gráficos nos programas GraphPad Prism e também em Grads.

No capítulo seguinte, serão apresentados os resultados referentes às diversas análises aqui propostas, com o intuito de avaliar as relações entre as anomalias de precipitação na AS para a estação de monções, suas forçantes e respostas remotas e locais, bem como sua influência na vazão dos principais rios brasileiros.

3 PRECIPITAÇÃO E SUAS RELAÇÕES COM OS CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS

3.1 ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS DE PRECIPITAÇÃO

Analisando os resultados obtidos pela ACP, para os modos de variabilidade de precipitação, é possível notar um padrão dipolar, recorrente em todos os períodos analisados. Tal dipolo está presente nos primeiros modos não rotacionados e rotacionados (Figuras 3.1a e 3.1c – primavera; 3.2a e 3.2c – novembro; 3.3a e 3.3c – verão e 3.4a e 3.4c – janeiro). Este modo apresenta anomalias de sinais opostos entre a região CL do Brasil e o SEAS, e está relacionado com anomalias de chuva tipicamente ligadas ao fortalecimento ou enfraquecimento da ZCAS.

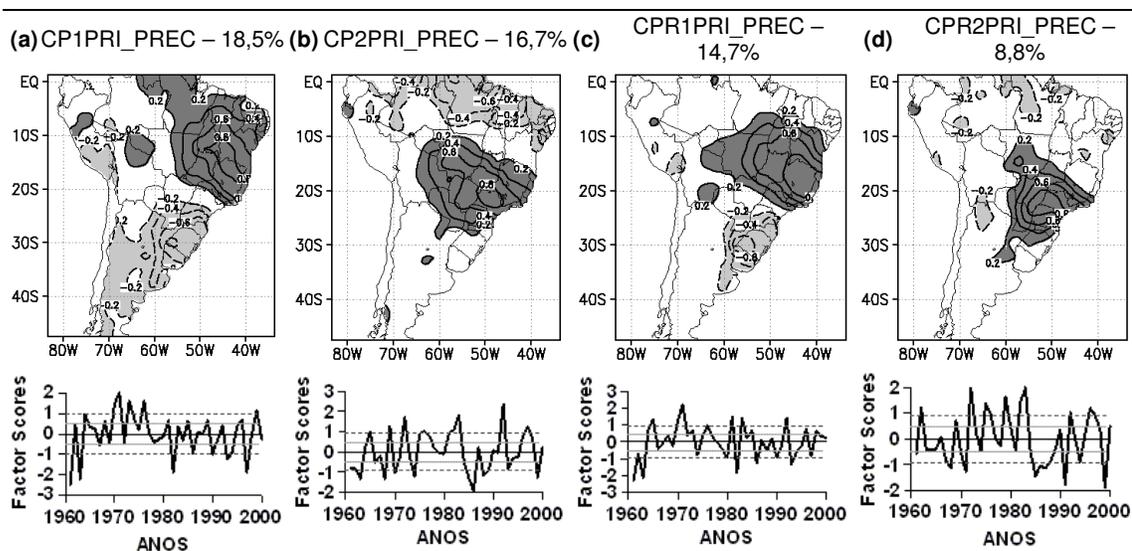


FIGURA 3.1 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL (MAPAS) E CP'S (GRÁFICOS) DOS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO PARA A PRIMAVERA.

Modos de variabilidade interanual (mapas) de totais de precipitação de primavera, com suas respectivas séries de CP's (gráficos) e variâncias explicadas, no período 1961 – 2000: (a) CP1PRI_PREC; (b) CP2PRI_PREC; (c) CPR1PRI_PREC; e (d) CPR2PRI_PREC. Os valores positivos (negativos) estão sombreados mais escuros (claros). As isolinhas representam o *factor loading*, iniciando em $\pm 0,2$ e variando a cada $0,2$. Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$).

No primeiro modo não rotacionado de precipitação na primavera (CP1PRI_PREC; Figura 3.1a), a área norte do dipolo apresenta anomalias que se estendem do CL do Brasil até o norte da AS, enquanto que no SEAS, ocorrem anomalias de sinal oposto, mais fortes sobre o Sul do Brasil, o norte da Argentina e o Uruguai. O primeiro modo rotacionado (CPR1PRI_PREC; Figura 3.1c) também

apresenta esse mesmo padrão, porém com anomalias mais fortes sobre o CL brasileiro. Os primeiros modos de novembro apresentam padrões semelhantes (Figura 3.2a – CP1NOV_PREC, e Figura 3.2c – CPR1NOV_PREC).

O segundo modo de primavera apresenta um padrão localizado aproximadamente na posição geográfica da ZCAS, tanto no segundo modo não rotacionado (CP2PRI_PREC – Figura 3.1b) como no rotacionado (CPR2PRI_PREC – Figura 3.1d). Sua estrutura também apresenta características dipolares, porém deslocadas para norte em relação às CP1PRI_PREC e CPR1PRI_PREC, com anomalias de sinal opostos sobre o Norte e o Sudeste/Centro-Oeste do Brasil. Esse sinal é mais concentrado nas regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil no CPR2PRI_PREC. Este padrão também existe em novembro, no segundo modo não rotacionado (CP2NOV_PREC, Figura 3.2b) e rotacionado (CPR2NOV_PREC, Figura 3.2d).

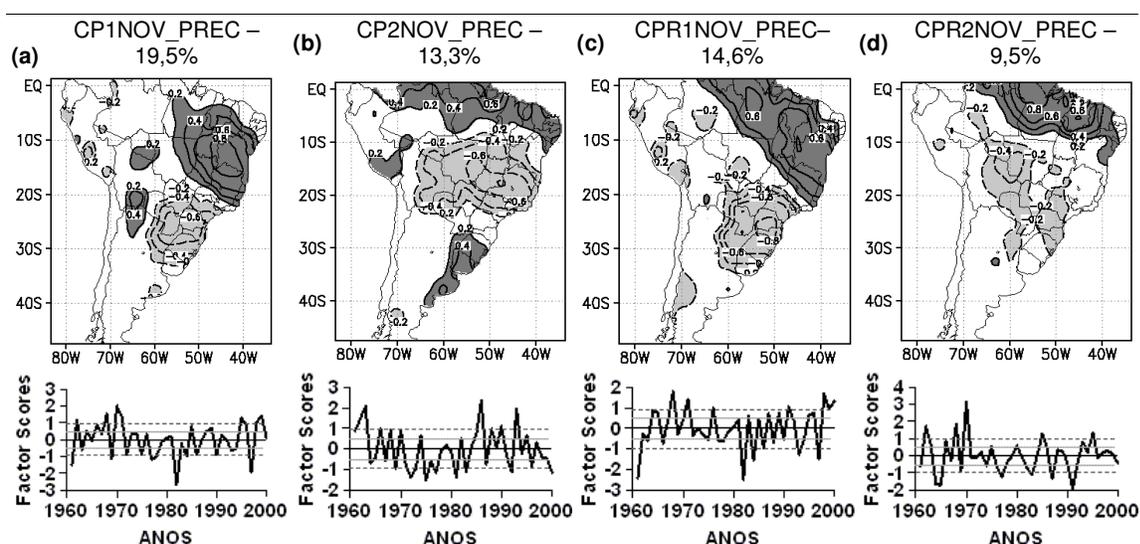


FIGURA 3.2 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL (MAPAS) E CP'S (GRÁFICOS) DOS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO PARA NOVEMBRO.

Modos de variabilidade interanual (mapas) de totais de precipitação de novembro, com suas respectivas séries de CP's (gráficos) e variâncias explicadas, no período 1961 – 2000: (a) CP1NOV_PREC; (b) CP2NOV_PREC; (c) CPR1NOV_PREC; e (d) CPR2NOV_PREC. Os valores positivos (negativos) estão sombreados mais escuros (claros). As isolinhas representam o *factor loading*, iniciando em $\pm 0,2$ e variando a cada $0,2$. Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$).

O primeiro modo não rotacionado de verão (CP1VER_PREC, Figura 3.3a) apresenta o mesmo padrão dipolar encontrado no CP1PRI_PREC (Figura 3.1a), entretanto, suas anomalias na área norte do dipolo não se estendem para o noroeste da AS como na primavera. No CP1PRI_PREC, as anomalias na metade sul da AS apresentam sinal oposto às encontradas na sua metade norte. Já no

CP1VER_PREC, as anomalias têm o mesmo sinal no noroeste e no sudeste do continente. A área com sinal oposto, neste caso, está restrita ao CL do Brasil. O primeiro modo rotacionado de verão (CPR1VER_PREC, Figura 3.3c) é semelhante ao CP1VER_PREC, porém com as anomalias mais concentradas sobre o CL do Brasil. Esses mesmos padrões estão presentes em janeiro, no CP1JAN_PREC (Figura 3.4a) e CPR1JAN_PREC (Figura 3.4c), porém com sinais invertidos em relação ao CP1VER_PREC e CPR1VER_PREC.

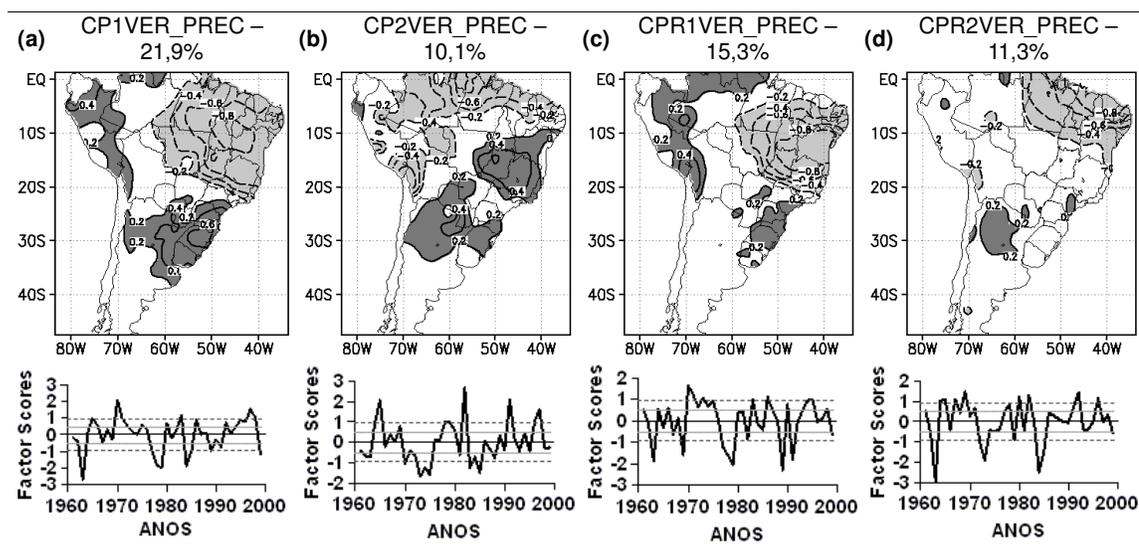


FIGURA 3.3 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL (MAPAS) E CP'S (GRÁFICOS) DOS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO PARA O VERÃO.

Modos de variabilidade interanual (mapas) de totais de precipitação de verão, com suas respectivas séries de CP's (gráficos) e variâncias explicadas, no período 1961 – 2000: (a) CP1VER_PREC; (b) CP2VER_PREC; (c) CPR1VER_PREC; e (d) CPR2VER_PREC. Os valores positivos (negativos) estão sombreados mais escuros (claros). As isolinhas representam o *factor loading*, iniciando em $\pm 0,2$ e variando a cada $0,2$. Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$).

No segundo modo não rotacionado de verão (CP2VER_PREC, Figura 3.3b), o padrão encontrado assemelha-se ao do primeiro modo obtido por NOGUÉS-PAEGLE e MO (2002; Figura 1.5, à esquerda), com fortes anomalias no norte da AS e anomalias de sinal oposto no CL do Brasil e na região oeste do SEAS. Esse padrão está fortemente relacionado a eventos ENOS.

Para os modos de verão, é possível perceber a ocorrência de um modo semelhante ao segundo padrão obtido por Nogués-Paegle e Mo (2002; Figura 1.5, no centro) no segundo modo rotacionado (CPR2VER_PREC – Figura 3.3d). O mesmo padrão é apresentado nos segundos modos de variabilidade interanual de totais de janeiro, tanto não rotacionado (CP2JAN_PREC, Figura 3.4b), como rotacionado (CPR2JAN_PREC, Figura 3.4d).

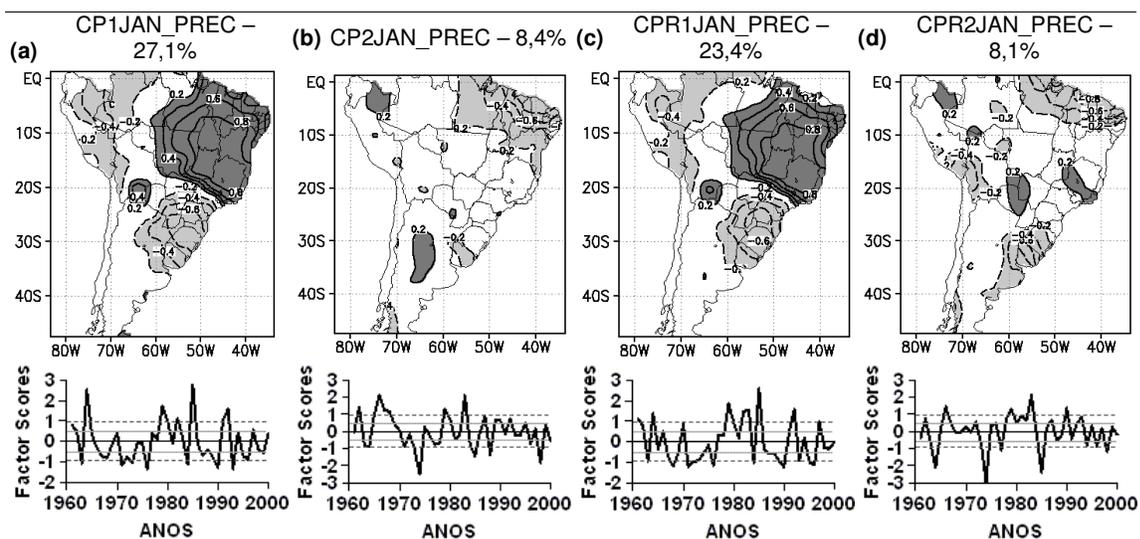


FIGURA 3.4 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL (MAPAS) E CP'S (GRÁFICOS) DOS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO PARA O JANEIRO.

Modos de variabilidade interanual (mapas) de totais de precipitação de janeiro, com suas respectivas séries de CP's (gráficos) e variâncias explicadas, no período 1961 – 2000: (a) CP1JAN_PREC; (b) CP2JAN_PREC; (c) CPR1JAN_PREC; e (d) CPR2JAN_PREC. Os valores positivos (negativos) estão sombreados mais escuros (claros). As isolinhas representam o *factor loading*, iniciando em $\pm 0,2$ e variando a cada $0,2$. Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,5\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$).

3.2 ANÁLISE DOS CAMPOS GLOBAIS

Os campos globais foram analisados a partir de dois métodos: a correlação entre a sua série e a série de CP's e CPR's para os primeiros modos de precipitação de cada estação; e a composição dos campos anômalos, tanto para anos anômalos (CP excedendo $\pm 0,5\sigma$, conforme Tabela 2.1) quanto para anos extremos (CP excedendo $\pm 0,95\sigma$, conforme Tabela 2.2), analisados em relação aos anos normais. Foram também calculadas as diferenças entre as anomalias para as fases positivas e negativas. Os resultados obtidos foram semelhantes entre si, mostrando a coerência entre eles. A correlação mostra em qual região do campo global a variação é coerente com a oscilação de cada modo enquanto a composição dos campos anômalos mostra quão significativas são essas anomalias em relação aos anos normais. Nas subseções a seguir estarão apresentados os resultados obtidos para cada modo.

3.2.1 Correlação e Composições com o CP1PRI_PREC

As características espaciais obtidas com o CP1PRI_PREC (Figura 3.5a) assemelham-se ao impacto dos eventos ENOS sobre a precipitação durante a primavera (ROPELEWSKI e HALPERT, 1987; ACEITUNO, 1988; GRIMM, BARROS e DOYLE, 2000; GRIMM 2003; 2004). A conexão desse modo com o ENOS é confirmada pelos padrões de correlação com a TSM (Figura 3.5b), que reproduzem as principais características do sinal do ENOS no oceano Pacífico, tanto no Pacífico central leste equatorial como no Pacífico central sul subtropical, de acordo com padrões demonstrados por Barros e Silvestri (2002). Tal padrão evidencia a relação entre anomalias de TSM positivas sobre o Pacífico central sul subtropical e negativas sobre o Pacífico central leste equatorial (situação de LN), com anomalias negativas de chuva no Sul do Brasil. Observa-se ainda uma região de correlação negativa na costa brasileira próxima ao sudeste do Brasil, que salienta a interação oceano-atmosfera, na qual a temperatura do oceano é regulada pela nebulosidade causada pela ZCAS.

Outras áreas com correlação significativa são encontradas no oceano Índico, na costa oeste da América do Norte e no Atlântico Norte. Além do forte sinal de variabilidade interanual, esse modo também apresenta um componente interdecadal, com uma mudança de sinal nos anos 70 (ver gráfico do *Factor Scores* na Figura 3.1a). Essas oscilações interdecadais, além de outras anomalias de TSM associadas a anos não-ENOS, apresentam padrões similares à Oscilação Interdecadal do Pacífico, conforme Enfield e Mestas-Nuñez (1999).

Analisando os padrões obtidos através da composição de campos extremos (Figura 3.5c, 3.5d, e 3.5e) e anômalos (Figura 3.5f, 3.5g e 3.5h), é possível notar que, no período da fase extrema positiva (Figura 3.5c), as regiões com anomalias positivas e negativas de TSM são semelhantes àquelas nas quais a correlação era significativa. Tal resultado liga a redução da chuva no Sul do Brasil e o aumento no CL ao resfriamento anômalo do Pacífico central leste equatorial e ao aquecimento anômalo do Pacífico central sul subtropical, durante eventos LN, na primavera. Ainda durante a fase positiva, pode-se notar a mesma região de anomalia negativa na costa sudeste do Brasil, relacionada a possíveis interações oceano-superfície. A fase extrema negativa (Figura 3.5d) apresenta os mesmos padrões, porém com sinal invertido, relacionados a eventos EN.

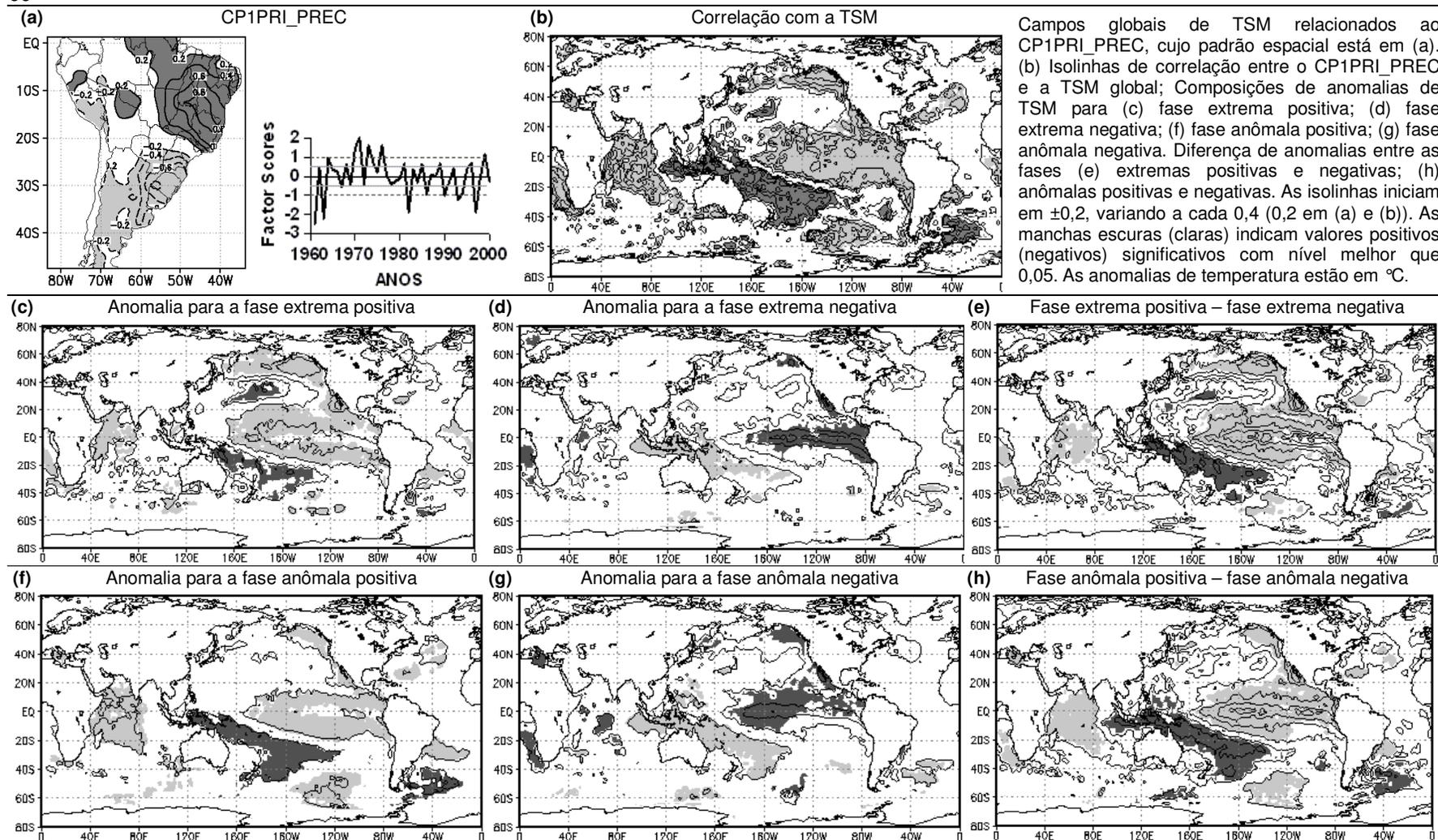


FIGURA 3.5 – CORRELAÇÃO E COMPOSIÇÃO PARA ANOS DE FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO CP1PRI_PREC COM A TSM.

Para o campo de diferença das anomalias de TSM entre as fases extremas positivas e negativas (Figura 3.5e), nota-se que a região equatorial do Pacífico possui anomalias negativas de TSM, enquanto que próximo à costa da Austrália as anomalias são positivas, evidenciando o forte gradiente de temperatura relacionado aos ENOS e sua influência na variabilidade da precipitação.

Para as fases anômalas (Figuras 3.5f, 3.5g e 3.5h) desse modo, foram encontrados padrões semelhantes aos encontrados nas fases extremas. Nota-se, porém, uma diminuição na área significativamente correlacionada em relação à composição dos anos de fases extremas nas regiões das Aleutas (no Pacífico norte). Isso indica que as anomalias nessas regiões são significativas apenas nos casos de eventos extremos. Nas ocasiões em que ocorreram anomalias de precipitação de menor intensidade, essas regiões deixam de ser significativas e a forçante passa a ser mais próxima da AS, na região sul do Atlântico e do Pacífico, onde o sinal da significância para anos anômalos é mais forte do que para anos extremos.

Cabe ainda salientar que existe uma tendência de haver regiões mais amplas com anomalias significativas na composição com anos de fases anômalas do que com anos de fases extremas, devido ao maior número de anos no primeiro conjunto. Outra característica dos campos anômalos é a clara oposição entre as fases. Regiões com anomalias positivas em uma fase tendem a possuir sinal negativo na fase oposta, evidenciando um grande componente linear na resposta da atmosfera à forçante de TSM. Porém, essa não é a regra na composição de campos para fases extremas, nos quais o componente não linear pode se tornar significativo.

Portanto, o CP1PRI_PREC apresenta influências da TSM na região do Pacífico central leste equatorial e do Pacífico central sul subtropical, causando anomalias na chuva no SEAS (Figura 3.5). Tal hipótese, sugerida por BARROS e SILVESTRI (2002), foi aqui confirmada a partir dos resultados apresentados nas Figuras 3.5b (correlação entre a TSM e a CP1PRI_PREC) e 3.5c, 3.5d e 3.5e, relativas à composição de campos anômalos de TSM em anos de fases extremas de variabilidade da precipitação. Associadas com estas anomalias no SEAS há anomalias de sinal contrário no CL do Brasil, que afetam a localização e intensidade da ZCAS.

As anomalias globais de circulação relacionadas aos modos de precipitação serão representadas pelos campos de FCZA em 200 hPa e em 850 hPa, PNM e

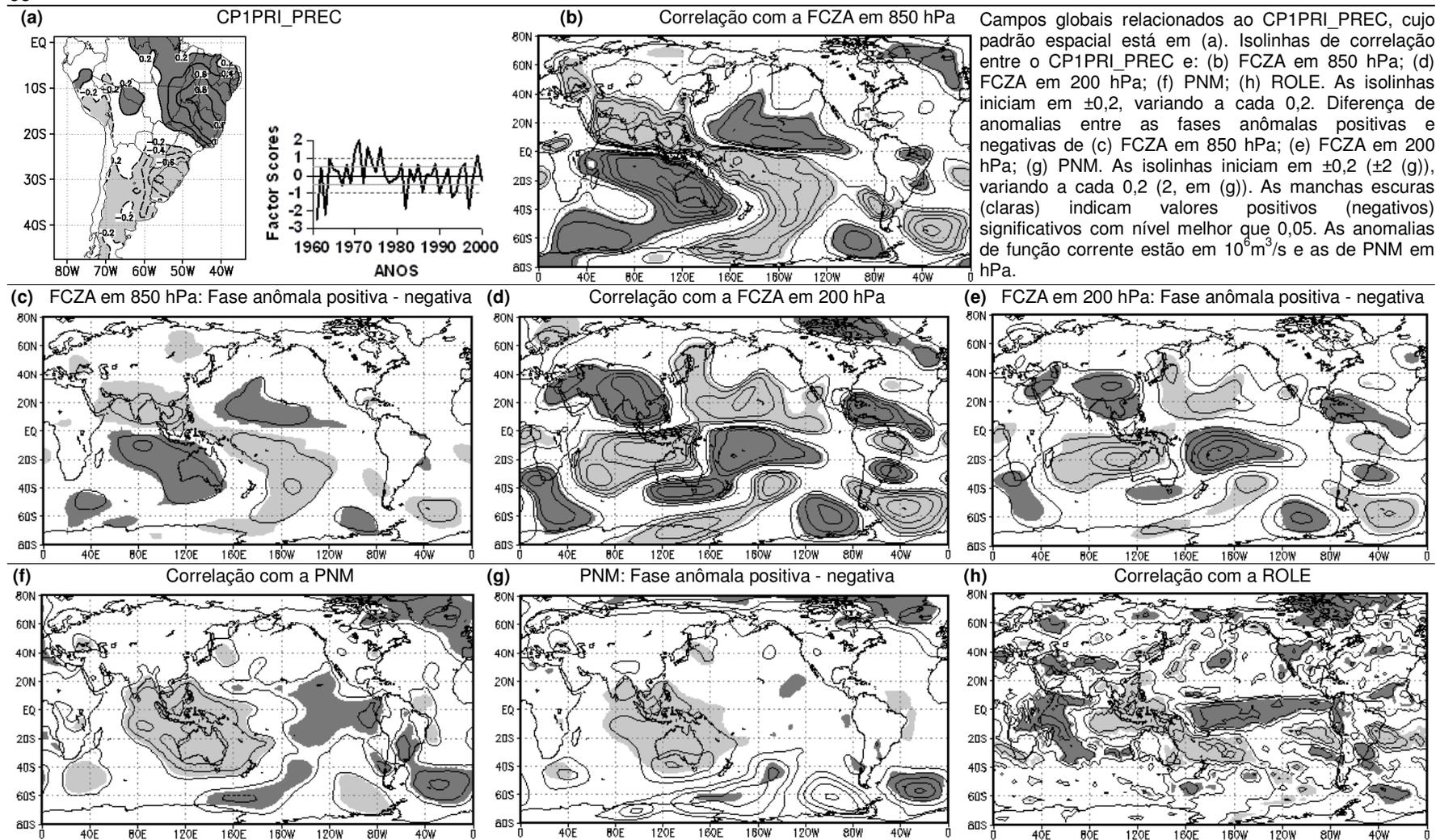


FIGURA 3.6 – CORRELAÇÃO E COMPOSIÇÃO PARA ANOS DE FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO CP1PRI_PREC COM OS CAMPOS GLOBAIS.

ROLE. Em altos níveis (200 hPa), nesse período, a correlação do CP1PRI_PREC (Figura 3.6a) com campo global de FCZA apresenta um par de ciclones, na região do Pacífico central (Figura 3.6d). A correlação com este mesmo campo em baixos níveis (850 hPa), apresenta um par de anticiclones nesta região (Figura 3.6b), formando uma estrutura baroclínica típica de uma fonte anômala negativa de calor equatorial, causada pela influência de eventos ENOS, na fase de LN. A correlação com o campo de PNM (Figura 3.6f) completa a estrutura da circulação. Esse padrão representa uma área de convergência em altos níveis e subsidência, formando uma região de alta pressão junto à superfície, sobre as anomalias frias de TSM. No Pacífico oeste subtropical, as anomalias de PNM apresentam sinal oposto ao do Pacífico leste equatorial, indicando um forte gradiente de pressão leste-oeste localizado sobre esse oceano e relacionado a anomalias frias de TSM da região leste equatorial do oceano e a anomalias quentes na região oeste equatorial, características de evento LN. Este padrão é coerente com o padrão da Figura 3.5h, correspondente às diferenças entre anomalias de TSM.

Nos extratropicais, também ocorrem anomalias significativas de circulação, resultantes da propagação de perturbações a partir de fontes anômalas de calor nos trópicos, como as produzidas por ENOS, em forma de ondas de Rossby², com estrutura vertical equivalente barotrópica, apresentando o mesmo sinal tanto em altos (Figura 3.6d) quanto em baixos níveis (Figura 3.6b). Sobre os subtropicais da AS, aparece uma circulação ciclônica em altos níveis (Figura 3.6d) entre 20°S e 25°S, que favorece maior precipitação sobre o CL do Brasil, pois fortalece o jato subtropical e produz advecção de vorticidade ciclônica, formando, em baixos níveis, anomalias ciclônicas (Figura 3.6b). Essa anomalia localiza-se sobre o CL brasileiro e está relacionada ao aumento de chuva na área durante a primavera (e novembro). No SEAS ocorrem anomalias anticiclônicas (Figura 3.6d), acompanhadas por uma de alta pressão anômala no campo de correlação com a PNM (Figura 3.6f), ambas relacionadas à subsidência e, conseqüentemente, à seca nesta região na mesma época. Este padrão ciclone/anticiclone em baixos níveis enfraquece o fluxo de

² Propostas por Carl-Gustaf Rossby (1898-1957), é a onda mais importante para os processos meteorológicos de larga escala, descrevendo o movimento ondulatório em latitudes médias. Em um fluido barotrópico sem atrito (ou fluido invíscido) de uma profundidade constante a onda de Rossby é movimento ondulatório que conserva a vorticidade absoluta. Sua existência se deve a variação da força de Coriolis com latitude. É caracterizada pelo seu comprimento longo em contraste com a pequena amplitude. São responsáveis pelo transporte da energia gerada nas regiões tropicais para locais distantes, num processo conhecido como teleconexões (CUSHMAN-ROISINI, 1994).

umidade do norte para o Sul do Brasil, desviando-o para o CL, favorecendo mais chuva nesta região. O campo de anomalias composto para os anos de fases anômalas de PNM (Figura 3.6g) também apresenta uma baixa anômala no Atlântico, estendendo-se para o CL do Brasil e até o Atlântico tropical Norte. Essa baixa está associada à convergência em baixos níveis e, conseqüentemente, mais precipitação nessa região.

Tanto as anomalias de circulação sobre o Pacífico, nas regiões de ENOS, quanto aquelas sobre a AS também são encontradas na composição dos campos de FCZA para as fases anômalas em altos (Figura 3.6e) e em baixos níveis (Figura 3.6c).

O ultimo campo global relacionado às anomalias de circulação, e também de ascendência e subsidência, é a ROLE. Esse campo está associado à profundidade das nuvens presentes, indicando, portanto, a intensidade da convecção e da precipitação. Essa aproximação é válida nos trópicos, onde valores menores de radiação indicam temperaturas mais frias nos topos das nuvens. Em latitudes mais altas, essa consideração não é válida devido à possibilidade dessas anomalias frias de temperatura serem causadas por gelo superficial, e não por topos de nuvens. Assim, as anomalias de ROLE refletem, nos trópicos, as áreas nas quais ocorrem anomalias positivas (ROLE negativa) ou negativas (ROLE positiva) de precipitação.

Para o CP1PRI_PREC, sua correlação com o campo de ROLE (Figura 3.6h) apresenta anomalias negativas de ROLE sobre a região CL do Brasil, estendendo-se até o Atlântico oeste tropical, em uma configuração semelhante à observada por Aceituno (1988) para a média climatológica do semestre de verão. Este modo de precipitação também está correlacionado a anomalias positivas no Sul, correspondentes à sua fase positiva. Também é possível visualizar as anomalias positivas de ROLE relacionadas às anomalias frias de TSM sobre a região do Pacífico central leste equatorial, típicas de eventos LN.

Os campos regionais de vento em 850 hPa e de temperatura na superfície relacionados a esse modo apresentam as influências locais relacionadas às anomalias de precipitação. A temperatura a 2m do solo (Figura 3.7b) está negativamente correlacionada com o CP1PRI_PREC. No Sul, as primaveras de LN são mais frias que o normal, mesmo com pouca chuva, devido a advecção de temperatura fria do sul. No Sudeste, a temperatura tende a baixar por causa do excesso de chuva.

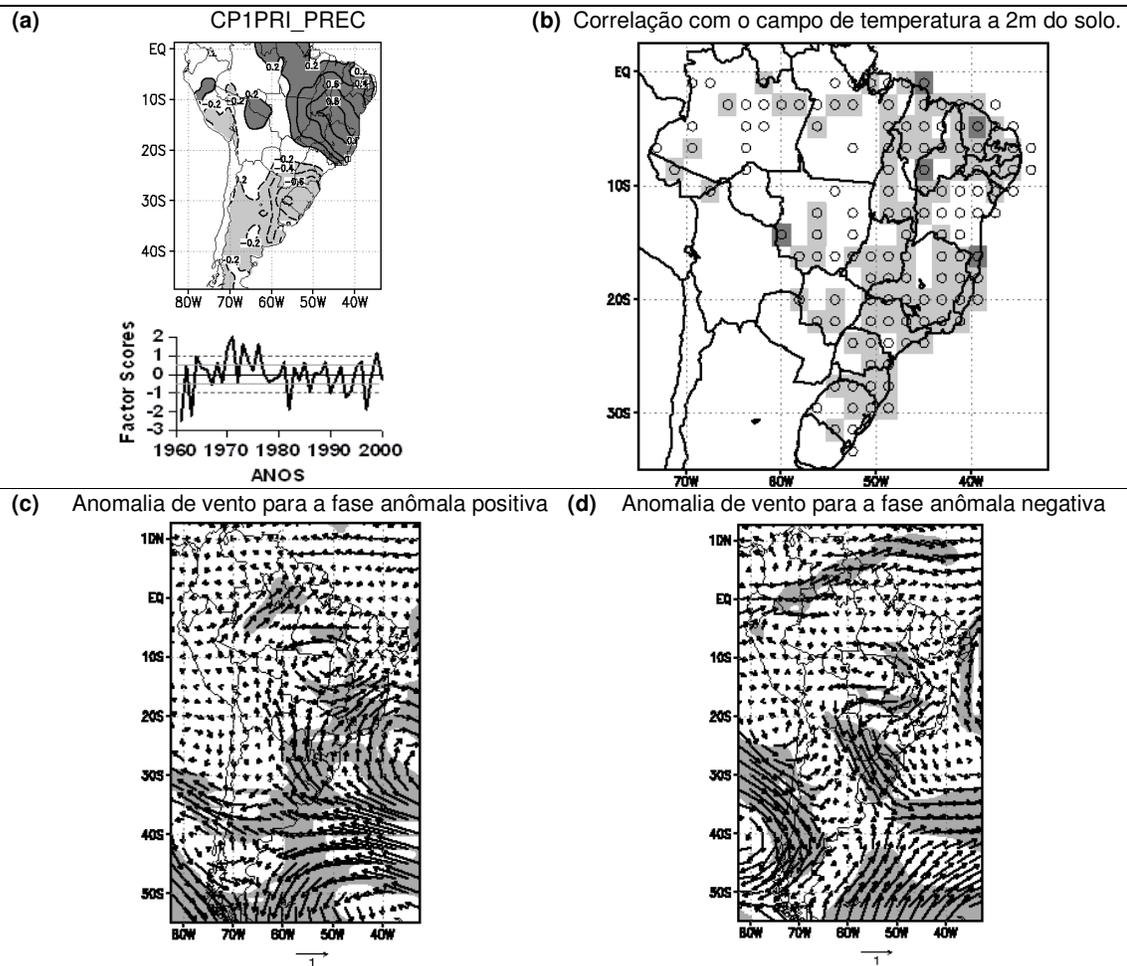


FIGURA 3.7 – ANOMALIAS NOS CAMPOS REGIONAIS RELACIONADAS AO CP1PRI_PREC.

Campos regionais relacionados ao CP1PRI_PREC, cujo padrão espacial está em (a). (b) Isolinhas de correlação entre o CP1PRI_PREC e a temperatura a 2m do solo nas estações meteorológicas. As quadriculas marcadas com um círculo possuem dados, porém nem todas apresentam correlação significativa. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1. Campo de anomalias de vento em 850 hPa para (c) fase positiva e (d) fase negativa anômala do CP1PRI_PREC. As manchas representam as áreas com anomalias significativas com nível melhor que 0,1. As anomalias de vento estão em m/s.

Na composição do campo de ventos para a fase anômala positiva (Figura 3.7c) do CP1PRI_PREC, é possível localizar um fluxo ciclônico sobre o CL do Brasil, relacionado à circulação com mesmo sinal na correlação com FCZA em baixos níveis (Figura 3.6b). Esta circulação é responsável pela advecção de umidade do oceano Atlântico em direção a esta região, causando anomalias positivas de precipitação observadas nessa fase. No SEAS, as anomalias de vento são divergentes. Durante a fase oposta (Figura 3.7d), as anomalias de vento divergem sobre o CL e convergem no SEAS, causando anomalias positivas de precipitação nessa região.

3.2.2 Correlação e Composições com o CPR1PRI_PREC

O CPR1PRI_PREC (Figura 3.8a) apresenta padrões de anomalias semelhantes ao CP1PRI_PREC, porém com sinal mais forte sobre o CL do Brasil. Além disso, as características referentes ao impacto de ENOS no SEAS e no norte da AS são mais fracas para esse modo. Isso se reflete em sua correlação com a TSM (Figura 3.8b), que apresenta sinal mais fraco na região do Pacífico leste equatorial, apesar de ainda ser forte no Pacífico central e oeste. Já as anomalias na região oeste do Atlântico Sul refletem as anomalias de precipitação: quando as anomalias de precipitação são positivas (negativas), as anomalias de TSM próximas à costa sudeste do Brasil (em torno de 20°S) são mais frias (quentes) que o normal, indicando a influência da cobertura de nuvens na TSM, devido à menor quantidade de fluxo de radiação que atinge o oceano.

Como as anomalias de TSM no Pacífico são mais fracas, as anomalias de circulação por elas causadas também o são. Em altos níveis (Figura 3.8d), a correlação com a FCZA ainda apresenta o par de ciclones de ambos os lados de equador, com estrutura vertical equivalente barotrópica, típica da propagação de ondas de Rossby nos extratropicais, porém com sinal mais fraco. A diminuição da intensidade das anomalias de TSM no Pacífico relacionada a esse modo causa o enfraquecimento das anomalias de ROLE (Figura 3.8f). Em baixos níveis, a correlação com a FCZA não reflete influências significativas de ENOS (Figura 3.8c), apresentando apenas anomalias anticiclônicas deslocadas para norte, sobre a região amazônica. Já a correlação com o campo de PNM apresenta uma alta sobre o Atlântico extratropical, que se estende sobre SEAS e o centro da AS (Figura 3.8e), provocando anomalias negativas de precipitação nessa região.

O fortalecimento das anomalias de precipitação sobre o CL do Brasil se reflete na composição do campo de ventos em 850 hPa para as fases anômalas do CPR1PRI_PREC (Figura 3.9a). Neste caso, fluxos anômalos vindos do oceano Atlântico convergem com aqueles vindos da Amazônia, alimentando as anomalias de precipitação nessa região. No SEAS, a divergência nos ventos está relacionada a anomalias negativas de precipitação. A correlação negativa de CPR1PRI_PREC com temperatura a 2m do solo, observada no Sudeste (Figura 3.9b) indica resfriamento junto ao solo.

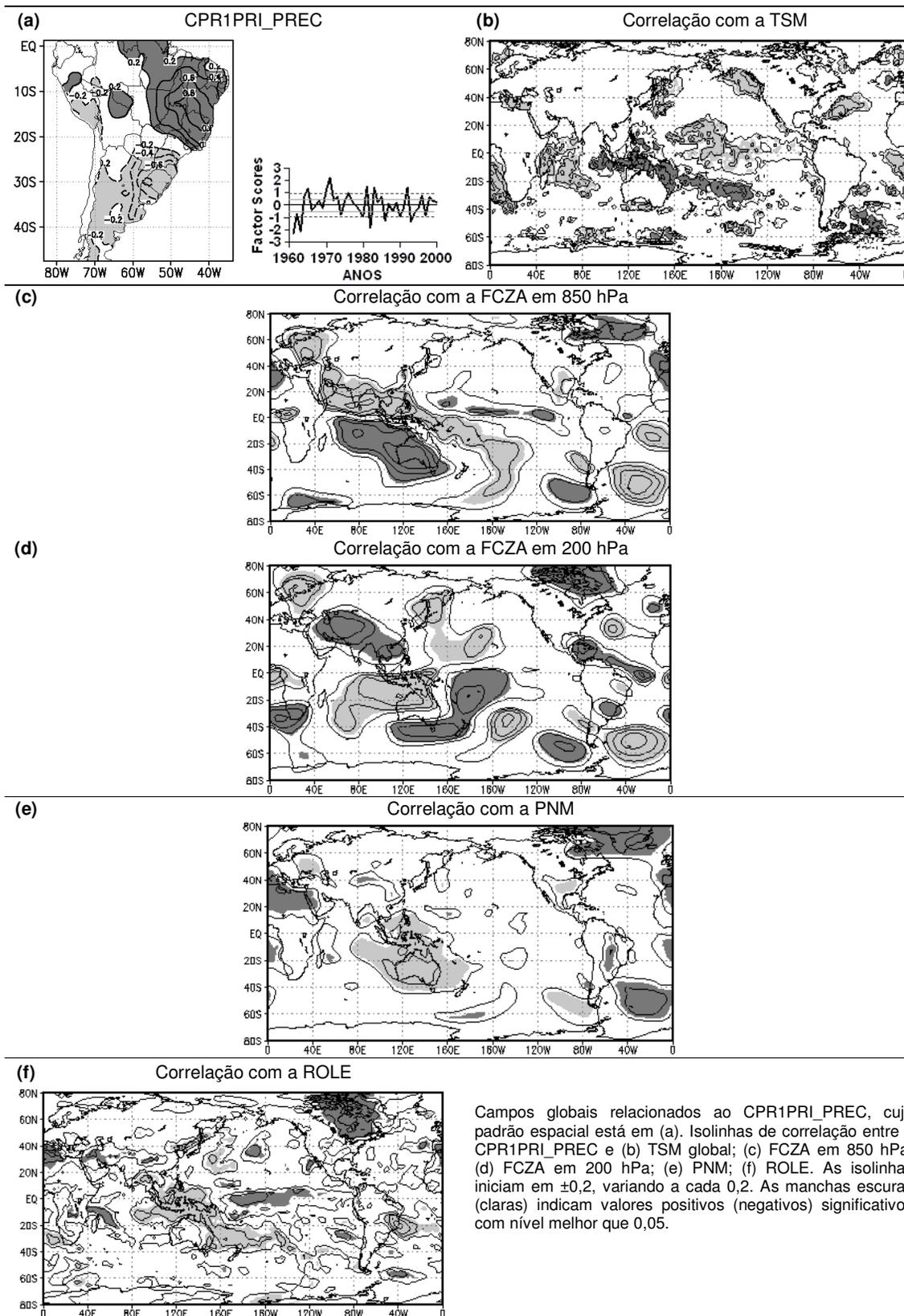


FIGURA 3.8 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CPR1PRI_PREC.

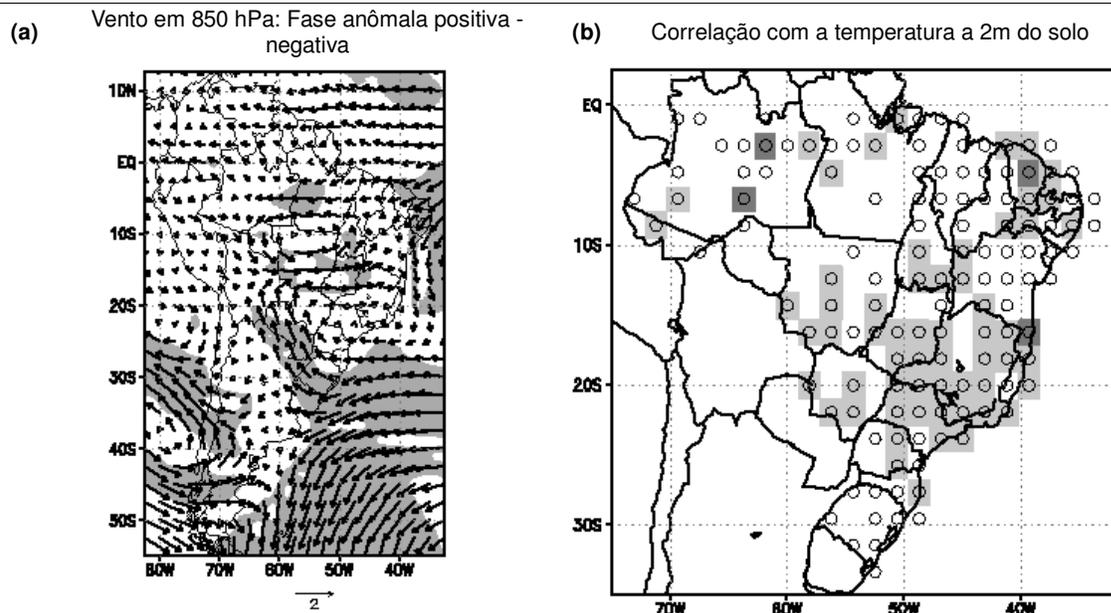


FIGURA 3.9 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR1PRI_PREC.

(a) Diferença de anomalias entre as fases anomalias positivas e negativas de vento em 850 hPa. (b) Correlação com a temperatura a 2m do solo nas estações meteorológicas. As quadrículas marcadas com um círculo possuem dados, porém nem todas apresentam correlação significativa. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1. As anomalias de vento estão em m/s.

3.2.3 Correlação e Composição com o CP2 e o CPR2 de Primavera

Na correlação do CP2PRI_PREC (Figura 3.10a) com o campo de TSM é evidente a influência da região do Pacífico tropical leste, principalmente a sul do equador (Figura 3.10b), na variabilidade interanual da ZCAS. Esta região apresenta anomalias positivas (negativas) de TSM relacionadas a um aumento (diminuição) da precipitação sobre o SE brasileiro. Apesar de se assemelharem aos padrões de anomalias dos ENOS, o máximo dessas anomalias de TSM não ocorre sobre o equador, mas sim numa região mais restrita do Pacífico leste. Acompanhando essa anomalia de TSM, ocorrem anomalias de FCZA em altos níveis (Figura 3.10d) e de PNM (Figura 3.10e), também restritas ao Pacífico leste e estendendo-se por sobre a AS. As anomalias de FCZA apresentam estrutura vertical equivalente barotrópica sobre o SEAS. Já as anomalias negativas de PNM sobre o Pacífico leste, presentes no campo de correlação, são responsáveis pelo fortalecimento do gradiente de pressão oeste-leste, acelerando os ventos alísios que penetram na Amazônia e levam a umidade dessa região para o Sudeste do Brasil, favorecendo as anomalias de precipitação que ocorrem nessa área. Esse padrão é característico das fases

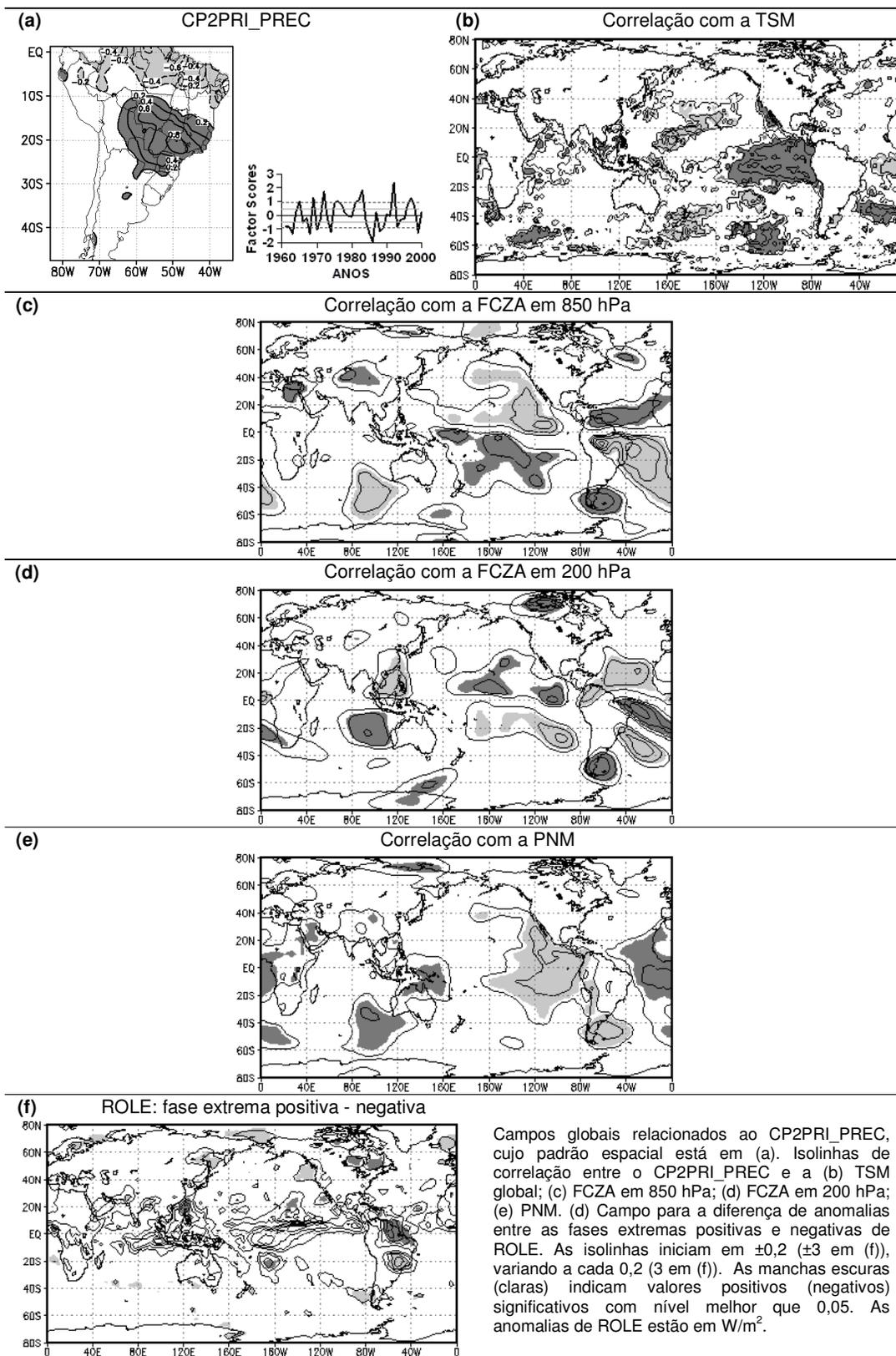


FIGURA 3.10 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CP2PRI_PREC.

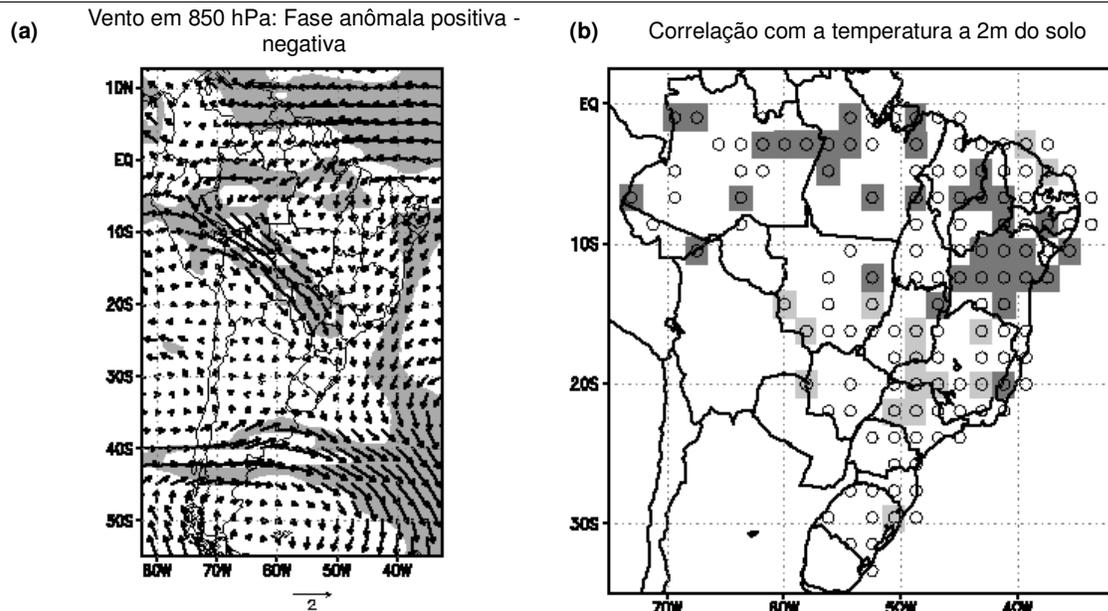


FIGURA 3.11 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CP2PRI_PREC.

(a). Diferença de anomalias entre as fases anômalas positivas e negativas de vento em 850 hPa, com anomalias em m/s.; (b) Correlação com a temperatura a 2m do solo nas estações meteorológicas. As quadrículas marcadas com um círculo possuem dados, porém nem todas apresentam correlação significativa. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1.

extremas positivas e também aparece na composição de fases anômalas, porém com menor intensidade (Figura não mostrada). Em baixos níveis (Figura 3.10c), a influência de ENOS também está explícita, porém as maiores correlações ocorrem sobre o CL, com anomalias anticiclônica ao norte da região de máxima precipitação. Essa anomalia direciona o fluxo de umidade da Amazônia em direção ao CL, favorecendo as anomalias de precipitação observadas nesse modo de precipitação. Na região do Atlântico sul equatorial ocorrem anomalias negativas de TSM (Figura 3.10b), próxima a ZCIT, que podem estar relacionadas a anomalias de precipitação sobre o norte e o nordeste do Brasil. Essas anomalias de precipitação estão associadas às anomalias ciclônicas em altos níveis (Figura 3.10d). Em baixos níveis, essas anomalias são anticiclônicas e mais fortes (Figura 3.10c) e estão associadas às anomalias negativas de precipitação na região.

Os campos de anomalias de ROLE para os anos de fases extremas de precipitação tanto do CP2PRI_PREC (Figura 3.10f) quanto do CPR2PRI_PREC (Figura 3.12f) apresentam anomalias negativas sobre o Sudeste do Brasil, relacionadas ao aumento da precipitação. Também ocorrem anomalias positivas de ROLE a norte dessa região, relacionadas à secas sobre o Nordeste.

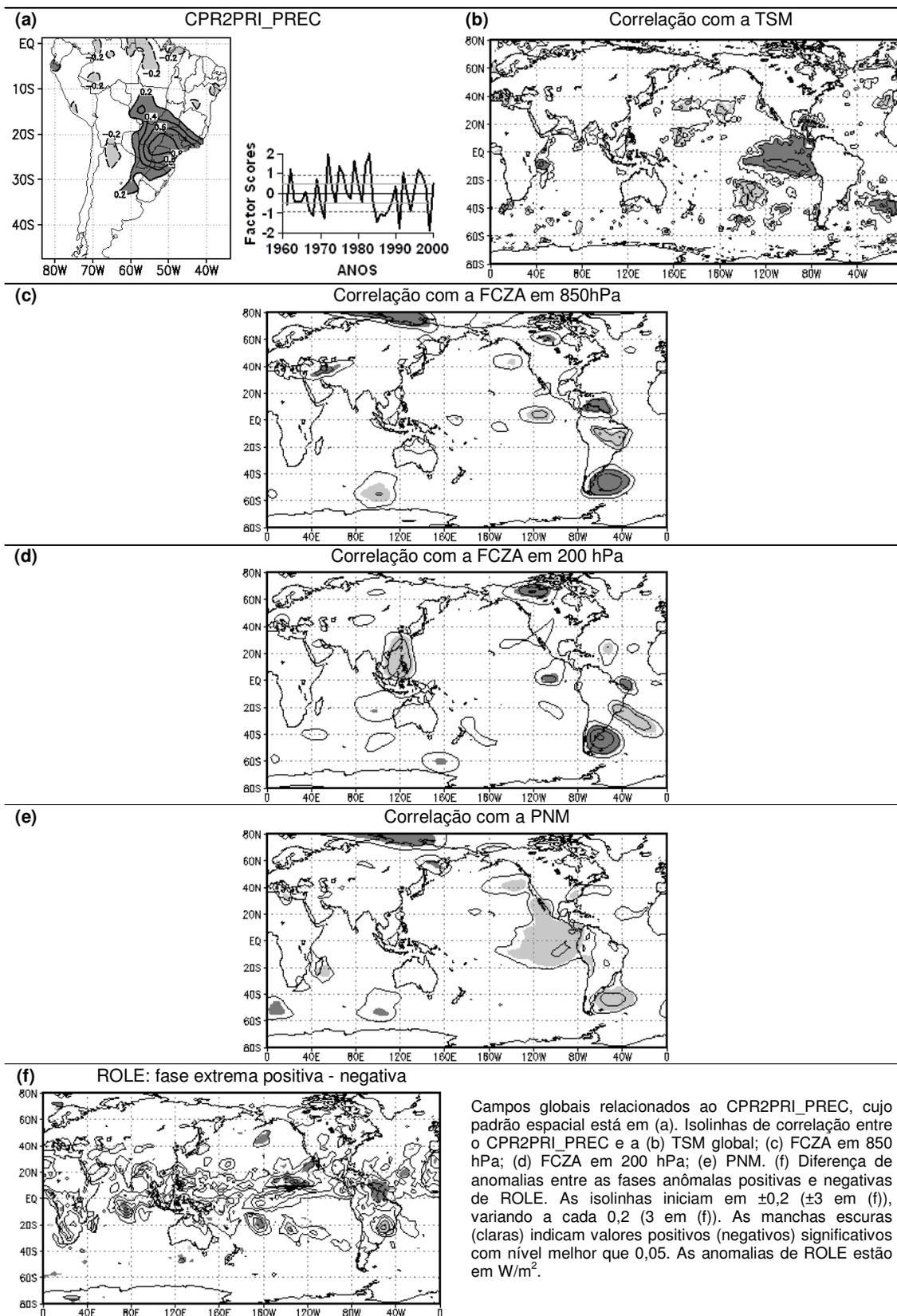


FIGURA 3.12 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CPR2PRI_PREC.

As anomalias de circulação relacionadas à ZCAS causam convergência dos fluxos em baixos níveis principalmente sobre o Sudeste do Brasil. Durante a fase anômala positiva do CP2PRI_PREC, os campos de ventos em 850 hPa representam essa convergência (Figura 3.11a). Neste campo é possível notar um fluxo bastante significativo sobre a ZCAS, além de zonas de divergência a norte e a sul dessa região. O aumento da precipitação na ZCAS causa anomalias negativas de temperatura a 2m solo nessa região (Figura 3.11b). Na correlação desse campo com o CP2PRI_PREC também aparecem anomalias positivas de temperatura a norte da ZCAS, relacionadas às anomalias negativas de precipitação que lá ocorrem.

No CPR2PRI_PREC, as anomalias de precipitação estão mais concentradas sobre o Sudeste (Figura 3.12a). Conseqüentemente, as anomalias de TSM também estão mais concentradas sobre a região leste do Pacífico (Figura 3.12b). Entretanto, não ocorrem anomalias de TSM junto à costa sudeste do Brasil.

Os campos de circulação relacionados a esse modo também apresentam a circulação ciclônica sobre o Nordeste brasileiro, presentes na correlação com a FCZA em 200 hPa (Figura 3.12d). Este padrão está relacionado a períodos de seca no Nordeste, caracterizado por uma maior subsidência nesta região.

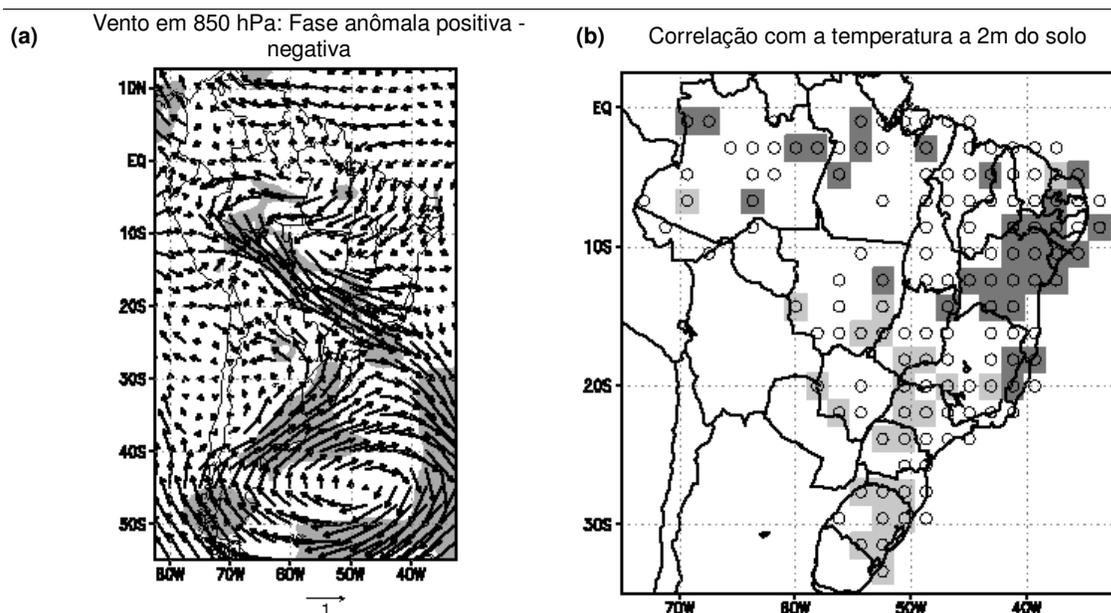


FIGURA 3.13 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR2PRI_PREC.

(a) Diferença de anomalias entre as fases anômalas positivas e negativas de vento em 850 hPa, com suas anomalias em m/s; (b) Correlação com a temperatura a 2m do solo nas estações meteorológicas. As quadrículas marcadas com um círculo possuem dados, porém nem todas apresentam correlação significativa. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1.

Os campos regionais de circulação também apresentam as características da ZCAS. O campo de ventos composto para a diferença entre as fases anômalas do modo evidencia essa circulação (Figura 3.13a). Como no caso anterior, esse campo também apresenta divergências no Nordeste e no Sul o Brasil, com reflexos no campo de precipitação. A correlação do CPR2PRI_PREC com a temperatura a 2m do solo mostra resfriamento no Sul e Sudeste, associado com chuva e advecção fria, enquanto no Nordeste a falta de chuva aumenta a temperatura (Figura 3.13b).

3.2.4 Correlação e Composições com o CP1 e o CPR1 de Novembro

Em novembro, as características de variabilidade da primavera estão mais evidentes. Devido a isso, a região de ENOS na correlação do CP1NOV_PREC (Figura 3.14a) com a TSM está ainda mais evidente (Figura 3.14b). As anomalias de circulação em altos níveis nos campos de correlação do CP1NOV_PREC com a FCZA em 200 hPa (Figura 3.14d) indicam a propagação de ondas de Rossby, que se originam na fonte de calor anômala que ocorre no Pacífico central leste e se propagam em direção a AS. Sobre essa fonte anômala de calor ocorrem anomalias rotacionais de ambos os lados do equador, com sinal oposto em relação ao Pacífico oeste e a AS, caracterizando as perturbações na circulação de Walker³ devido à convecção anômala sobre o Pacífico centro-leste equatorial. Em baixos níveis, as anomalias presentes no campo de correlação com a FCZA em 850 (Figura 3.14c) apresentam, de forma geral, padrões de sinal contrário aos de 200 hPa junto ao equador e de mesmo sinal nos extratropicos.

Sobre o Sudeste do Brasil, as anomalias negativas de TSM no Atlântico subtropical oeste (Figura 3.14b) são acompanhadas por anomalias positivas de FCZA altos níveis (Figura 3.14d). Acompanhando essas anomalias negativas de TSM ocorrem anomalias negativas de ROLE sobre a região CL e positivas no Sul (Figura 3.14e). Mais uma vez, essas anomalias causam a diminuição da TSM devido à diminuição do fluxo de radiação que atinge o oceano. Essa correlação é mais uma

³ As células de Walker são padrões de circulação que ocorrem ao longo do equador, caracterizados por ascendência sobre uma fonte de calor e subsidência compensatória a leste ou a oeste. Em geral, os movimentos ascendentes ocorrem sobre o continente, mais quente, e os de subsidência sobre os oceanos. Essa configuração pode ser alterada por fontes de calor anômalas sobre os oceanos, como é o caso durante El Niño (HOLTON, 2005).

indicação da influência local do aumento de nuvens e precipitação no leste do Brasil sobre a TSM no Atlântico oeste.

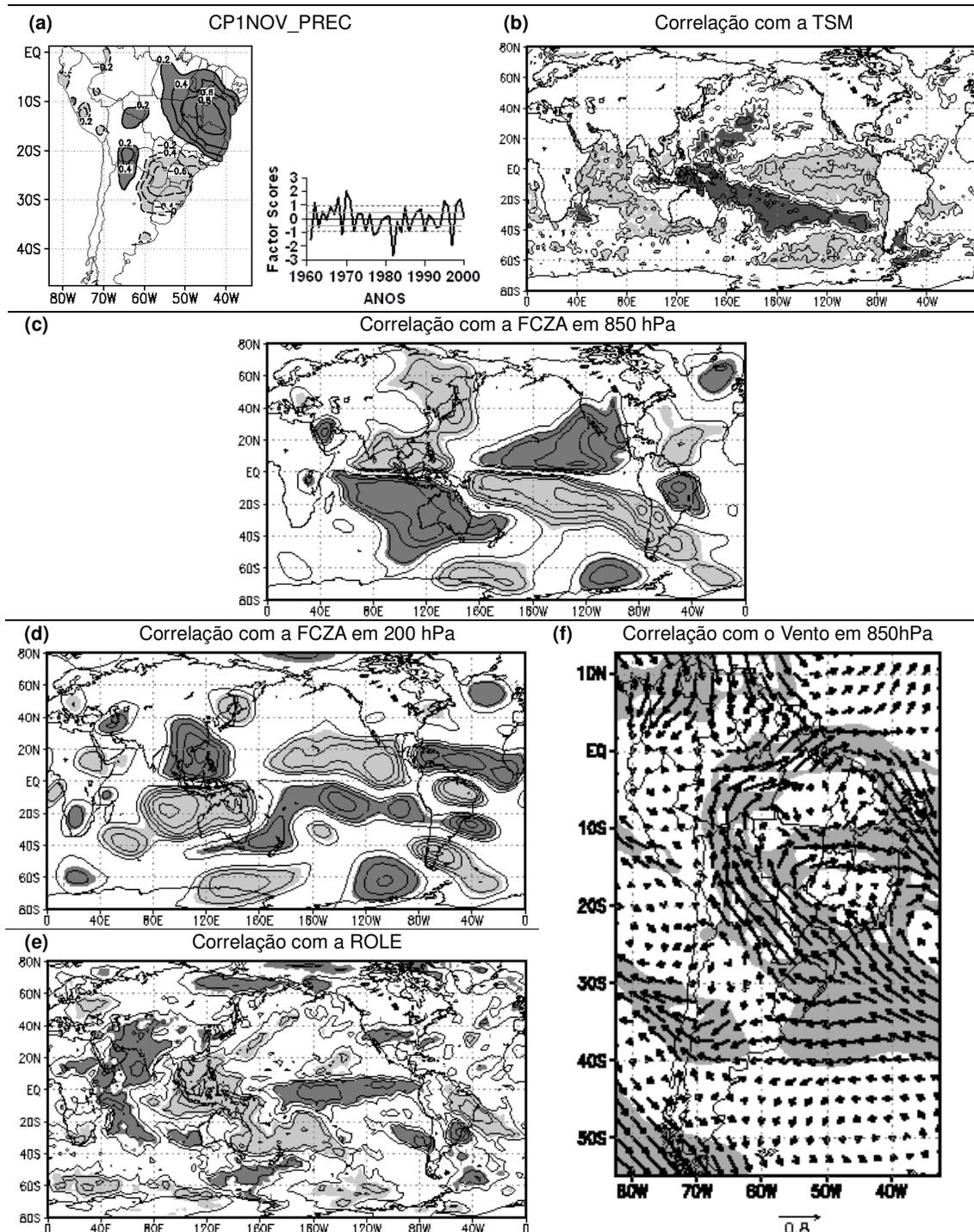


FIGURA 3.14 – CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS RELACIONADOS AO CP1NOV_PREC.

Campos globais e regionais relacionados ao CP1NOV_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Isolinhas de correlação entre o CP1NOV_PREC e a (b) TSM global; (c) FCZA em 850 hPa; (d) FCZA em 200 hPa; (e) ROLE; e (f) vento em 850 hPa. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada 0,2. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,05 (0,1 para (f)).

O aumento da precipitação sobre o CL também se reflete na temperatura a 2m da superfície. Na correlação desse campo com o CPR1NOV_PREC (Figura 3.15a), as anomalias se estendem por toda a região leste do Brasil, desde o Sudeste até o Nordeste (Figura 3.15b). Cabe ressaltar que, nas regiões subtropicais, anomalias negativas de temperatura nem sempre estão relacionadas a um aumento de precipitação, podendo ter influência de outros fatores sinóticos. A correlação dos campos de vento com o CP1NOV_PREC (Figura 3.14f) e também com o CPR1NOV_PREC (Figura 3.15c) apresentam uma forte circulação ciclônica sobre o CL do Brasil, relacionados ao aumento da precipitação.

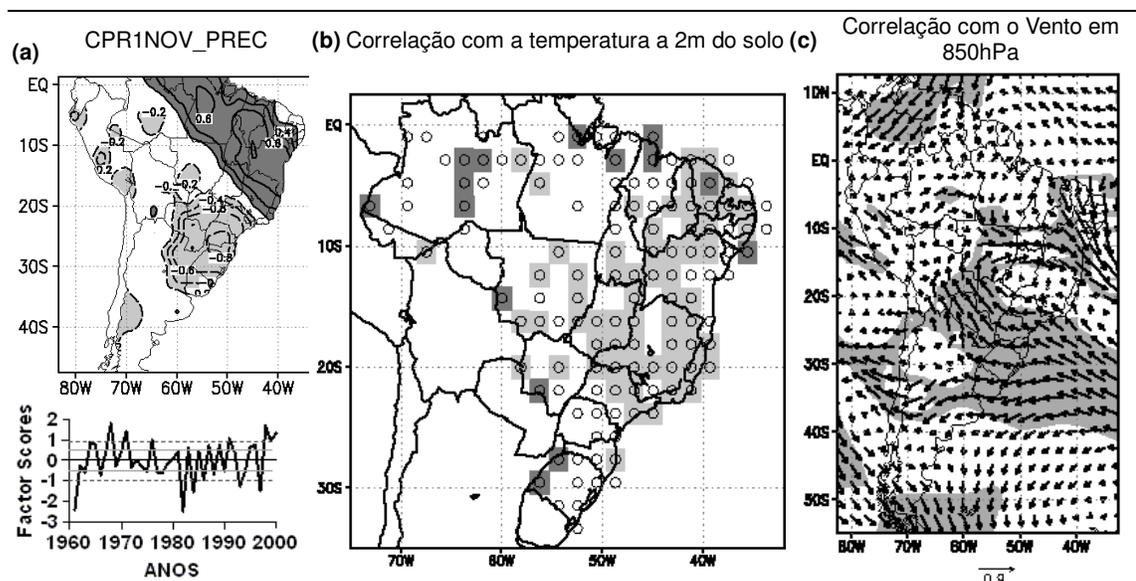


FIGURA 3.15 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR1NOV_PREC .

Campos regionais relacionados ao CPR1NOV_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Correlação entre o CPR1NOV_PREC e (b) temperatura a 2m do solo nas estações meteorológicas. As quadrículas marcadas com um círculo possuem dados, porém nem todas apresentam correlação significativa. Correlação entre o CPR1NOV_PREC e (c) Vento em 850 hPa. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada 0,2. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1

3.2.5 Correlação e Composições com o CP2NOV_PREC e CPR2NOV_PREC

O CP2NOV_PREC (Figura 3.16a) está relacionado às anomalias de precipitação causadas pela ZCAS, tendo componente negativa em sua posição climatológica e positiva a norte e sul durante a fase positiva do modo. Essas anomalias são acompanhadas por anomalias de ROLE, positivas no Sudeste do Brasil e negativas no Nordeste (Figura 3.16b). Este modo está relacionado a anomalias de circulação rotacional sobre o Sul/Sudeste, que ajudam a desviar fluxo de umidade

para fora do CL, conforme o campo de correlação com o vento em 850 hPa (Figura 3.16c).

O CPR2NOV_PREC está relacionado a anomalias no litoral norte do país, associadas à oscilação da ZCIT (Figura 3.17a). A correlação desse modo com a TSM apresenta fortes anomalias no Atlântico tropical (Figura 3.17b). Essas anomalias estão relacionadas com um par de ciclones de ambos os lados do equador, evidenciados na correlação com a FCZA em 850 hPa (Figura 3.17c). Estes ciclones enfraquecem os ventos alísios na região. Em altos níveis ocorre um par de anticiclones sobre o Atlântico tropical norte e sul, associados à convecção anômala na faixa equatorial do Atlântico (Figura 3.17d). Condições propícias para esta convecção são dadas pela TSM mais quente e PNM mais baixa (Figura 3.17e) na fase positiva deste modo, produzindo convergência em baixos níveis sobre a Amazônia através do par de ciclones (Figura 3.17f).

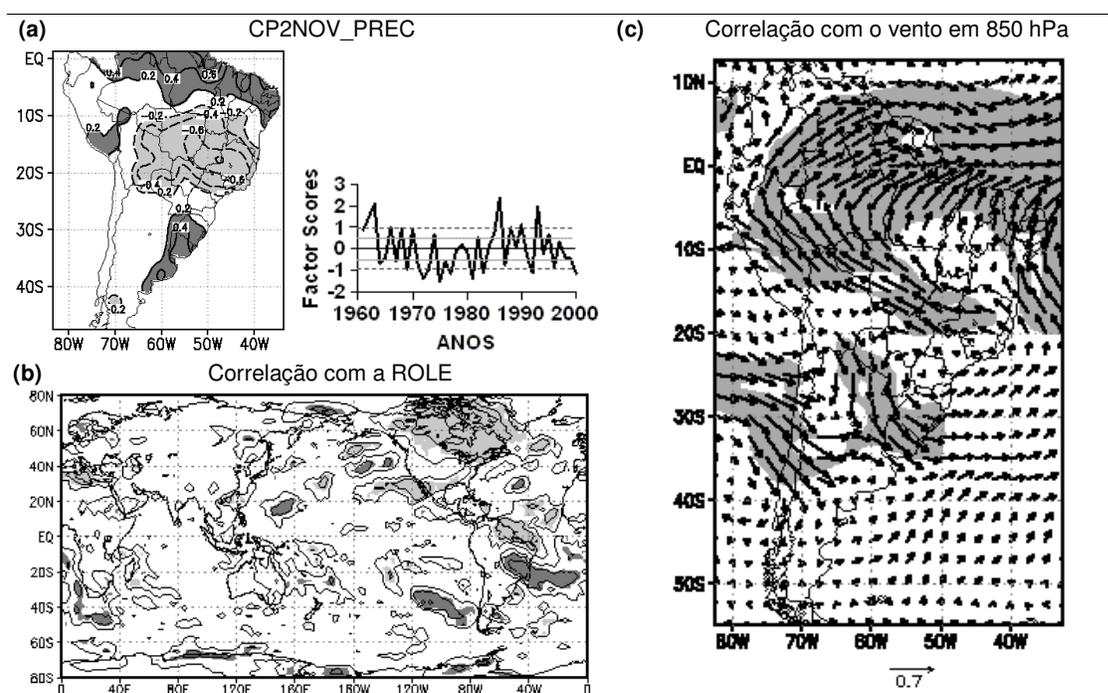


FIGURA 3.16 – CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS RELACIONADOS AO CP2NOV_PREC

Campos globais e regionais relacionados ao CP2NOV_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Isolinhas de correlação entre o CP2NOV_PREC e a (b) ROLE; e (c) vento em 850 hPa. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$ (± 3 em (b)), variando a cada 0,2 (3 em (b)). As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,05 (0,1 para (c)).

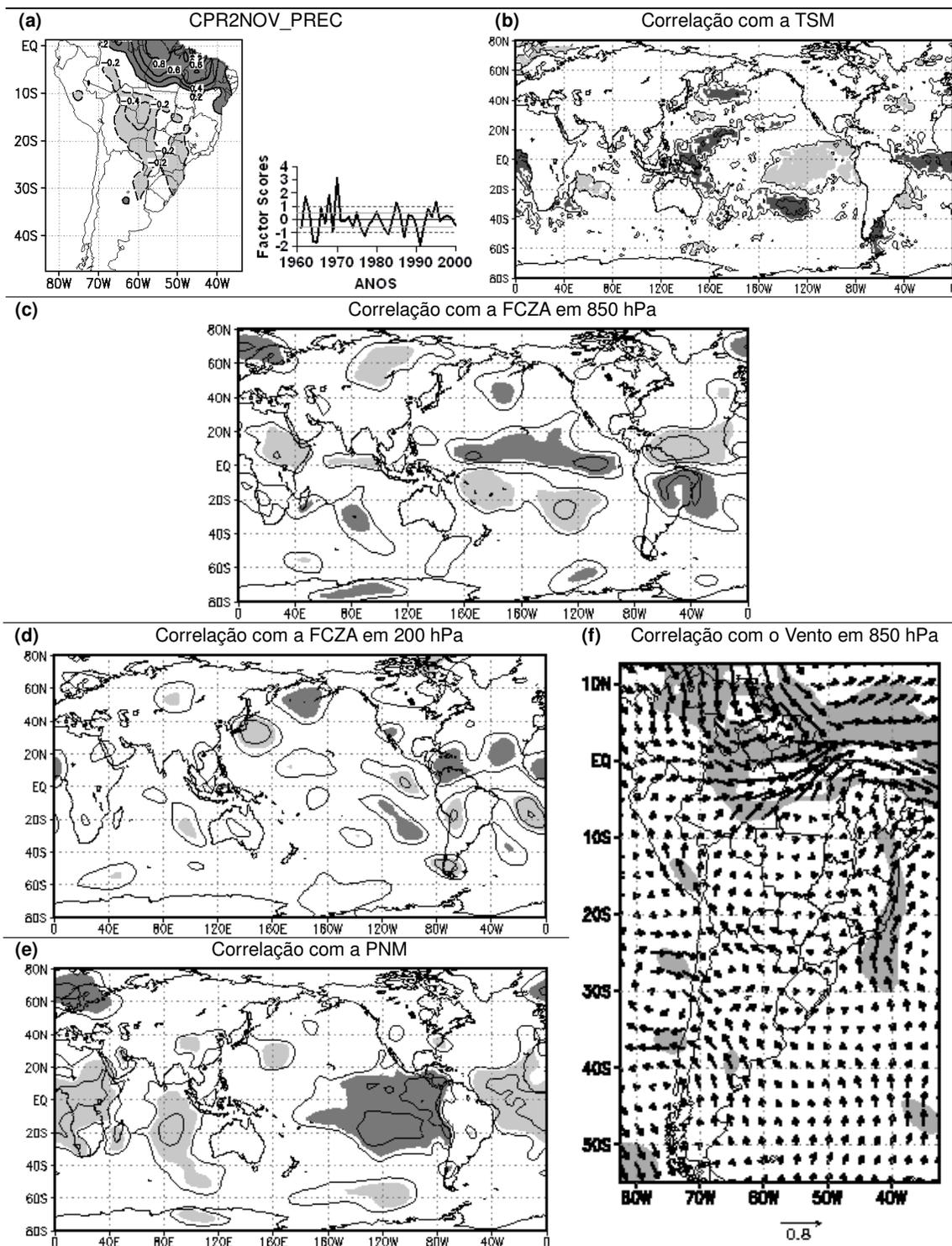


FIGURA 3.17 – CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR2NOV_PREC

Campos globais e regionais relacionados ao CPR2NOV_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Isolinhas de correlação entre o CPR2NOV_PREC e a (b) TSM global; (c) FCZA em 850 hPa; (d) FCZA em 200 hPa; (e) PNM; (f) vento em 850 hPa. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada $0,2$. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que $0,05$ ($0,1$ para (f)).

Na correlação do campo de PNM com o CPR2NOV_PREC também ocorre uma alta no Pacífico, próxima a costa do Equador (Figura 3.17e). Juntamente com a baixa sobre o Atlântico, esse sistema aumenta o gradiente de leste-oeste, enfraquecendo os ventos alísios e causando convergência de umidade no litoral norte do país. A correlação com o campo de ventos em 850 hPa evidencia essa convergência (Figura 3.17f).

3.2.6 Correlação e Composições com o CP1VER_PREC

O CP1VER_PREC também apresenta uma estrutura dipolar, porém, diferentemente da primavera, as anomalias que ocorrem no CL do Brasil não se estendem para noroeste, como no caso da primavera (Figura 3.18a). A partir da correlação desse modo com a TSM, torna-se evidente o caráter local desse padrão de anomalias de precipitação (Figura 3.18b). Este modo não possui correlação significativa no Pacífico, na região do ENOS, assim como nenhum grande padrão de anomalias de TSM em outros lugares. A área que apresenta maior correlação localiza-se no Atlântico oeste, próximo à costa do Brasil. Neste caso, as anomalias de precipitação parecem forçar as anomalias de TSM, como já indicado em estudos anteriores (e.g. GRIMM, 2003). Essas anomalias ocorrem na composição para a diferença entre os anos de fases extremas (Figura 3.18c) e também para os de fases anômalas (Figura 3.18d). Nesta região, anomalias negativas de precipitação sobre o CL estão relacionadas à redução na cobertura de nuvens e, conseqüentemente, ao aquecimento da superfície do mar devido ao maior fluxo de radiação atingindo o oceano. Durante a fase negativa, as anomalias positivas de precipitação aumentam a cobertura de nuvens e causam anomalias negativas de TSM. No campo para a diferença entre as fases anômalas (Figura 3.18d), a influência do Pacífico é menor ainda, e as regiões mais significativas estão na costa sudeste do Brasil.

É interessante novamente enfatizar que há algumas diferenças entre as composições para as fases extremas e as fases anômalas. Durante as fases extremas (Figura 3.18c), aparecem fortes anomalias no Pacífico norte, nas proximidades da costa oeste da América do Norte, que não são observadas para a composição nas fases anômalas (Figura 3.18d). Este comportamento lembra o observado durante a primavera (Figura 3.5e e 3.5h) e pode significar que eventos

extremos no CL podem ter mecanismos ou influências diferentes dos eventos de precipitação de menor intensidade.

A FCZA em 200 hPa também apresenta pouca influência remota nesse modo de variabilidade, com padrões mais fortalecidos apenas sobre a AS (Figura 3.19d). As anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre o CL do Brasil na fase positiva (negativa) estão associadas com um ciclone (anticiclone) em altos níveis, associado à subsidência (ascendência). O estado básico do verão não é tão favorável à propagação de ondas de Rossby do Pacífico tropical em direção a AS como o da primavera (GRIMM, 2003).

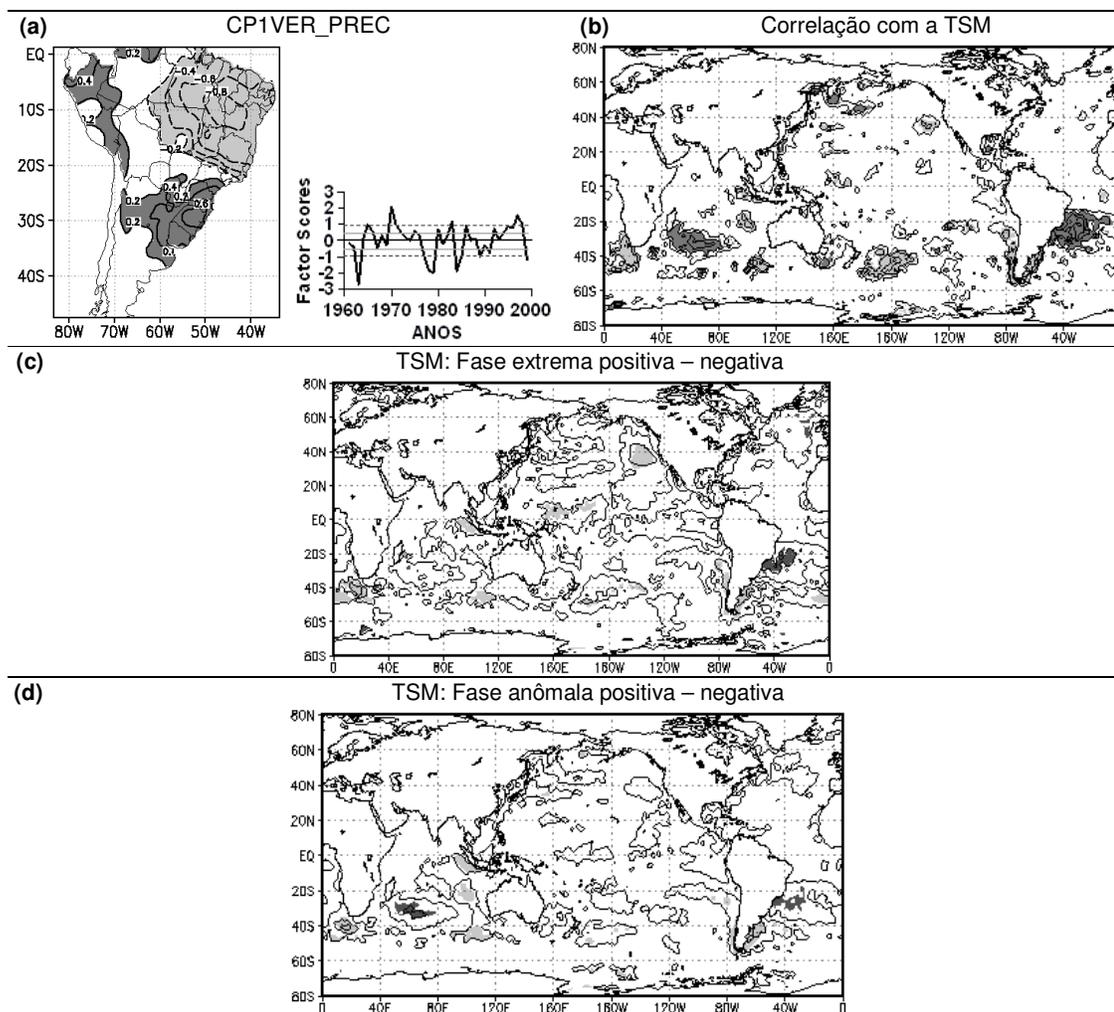


FIGURA 3.18 – CAMPOS DE TSM RELACIONADOS AO CP1VER_PREC

Campos globais de TSM relacionados ao CP1VER_PREC, cujo padrão espacial está em (a). (b) Isolinhas de correlação entre o CP1VER_PREC e a TSM global. Composição das anomalias de TSM para a diferença de anomalias entre as fases (c) extremas positivas e negativas e (d) anômalas positivas e negativas. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada $0,2$ ($0,4$ em (c) e (d)). As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que $0,05$. As anomalias de temperatura estão em $^{\circ}\text{C}$.

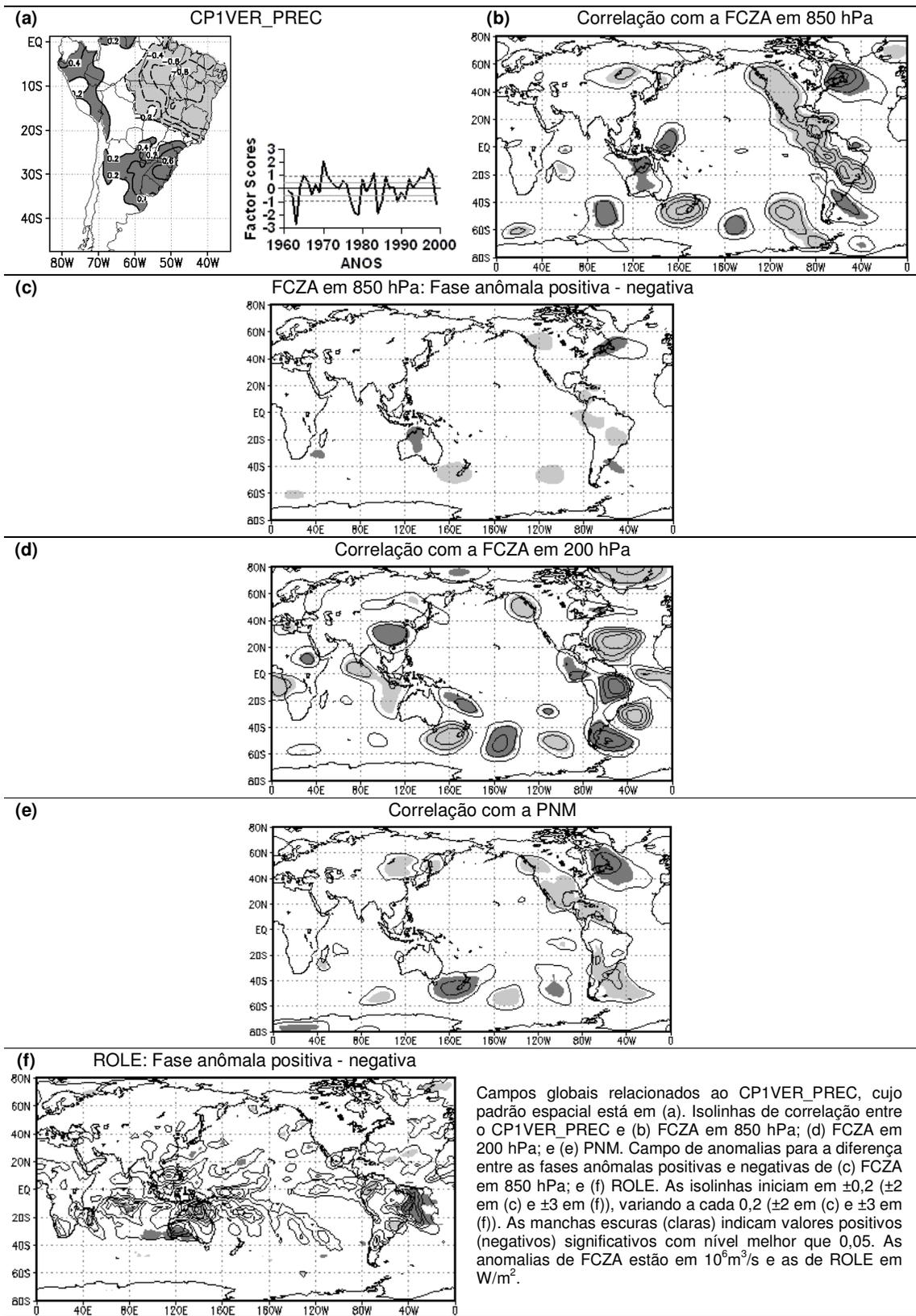


FIGURA 3.19 – ANOMALIAS GLOBAIS DE CIRCULAÇÃO RELACIONADAS AO CP1VER_PREC

Em baixos níveis, as anomalias de circulação sobre as anomalias negativas (positivas) de precipitação no CL são anticiclônicas (cyclônicas), opostas às em altos níveis, conforme o campo de correlação com a FCZA em 850 hPa (Figura 3.19b). Estas anomalias correspondem à divergência (convergência) em baixos níveis no CL e ajudam a levar umidade para o Sul (CL) do Brasil (GRIMM, 2003, 2004). O campo de anomalias de FCZA em 850 hPa para a diferença entre as fases anômalas positivas e negativas também apresenta essa relação (Figura 3.19b). Nas fases positivas, a circulação é anticiclônica; nas fases negativas, a mesma circulação está presente, porém dessa vez ela é ciclônica, coincidindo com períodos de anomalias positivas de chuvas no CL do Brasil. Além disso, essas anomalias de circulação favorecem a manutenção do dipolo de precipitação, pois as anomalias positivas de precipitação no CL do Brasil causam subsidência compensatória a sudoeste.

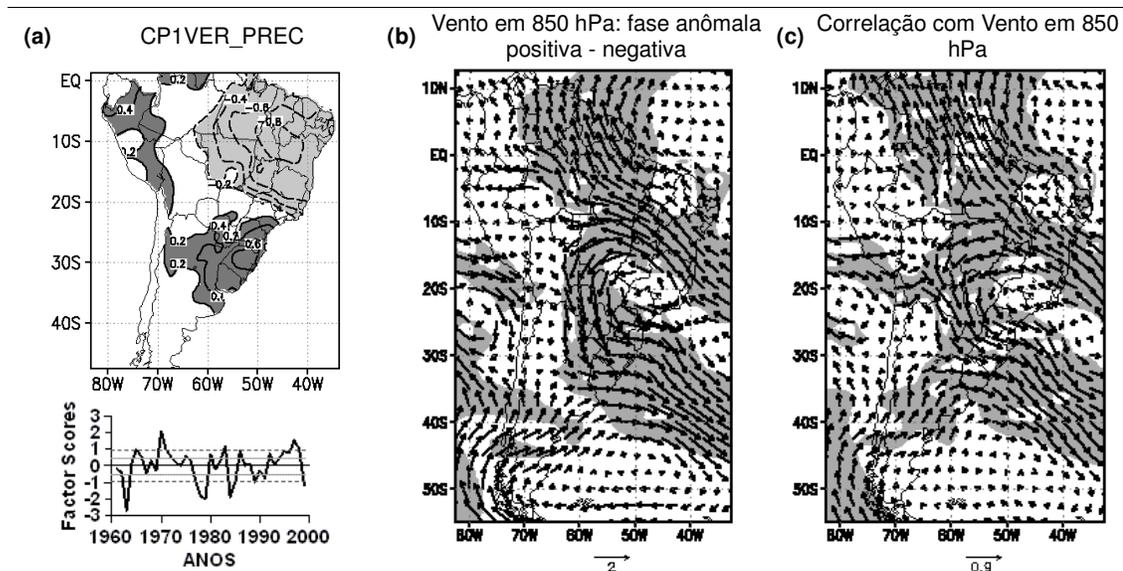


FIGURA 3.20 – ANOMALIAS REGIONAIS DE CIRCULAÇÃO RELACIONADAS AO CP1VER_PREC

Campos regionais relacionados ao CP1VER_PREC, cujo padrão espacial está em (a). (b) Campo de anomalias para a diferença entre as fases anômalas positivas e negativas de vento em 850 hPa; (c) Correlação entre o CP1VER_PREC e o vento em 850 hPa. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada 0,2. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1. As anomalias de vento estão em m/s.

A correlação do CP1VER_PREC com a PNM também não apresenta influências de eventos ENOS (Figura 3.19e). A baixa continental no sul da AS é estabelecida e traz mais precipitação para a região. Ocorre também uma baixa anômala sobre o noroeste da AS, indicando mais precipitação nessa região. Este

tripolo (chuva no sul e no noroeste da AS e seca no CL brasileiro) lembra o terceiro modo encontrado por Nogués-Paegle e Mo (2002; Figura 1.5, à direita).

As anomalias de precipitação no CL do Brasil são acompanhadas de anomalias positivas de ROLE, indicando uma diminuição na cobertura de nuvens em relação aos anos normais. Essa diminuição da nebulosidade estende-se sobre o Atlântico, produzindo aumento da TSM por aumento de radiação solar na superfície, caracterizando influência das condições atmosféricas sobre o oceano (Figura 3.19f).

A análise do campo regional de ventos em baixos níveis apresenta uma circulação anticiclônica sobre o CL (Figura 3.20b e 3.20c), que desvia o fluxo de umidade vindo da Amazônia em direção ao Sul do Brasil, causando as anomalias positivas de precipitação nessa região.

3.2.7 Correlação e Composições com o CPR1VER_PREC

O CPR1VER_PREC apresenta um padrão similar ao do CP1VER_PREC, porém mais concentrado nas anomalias sobre o CL (Figura 3.21a). As anomalias de TSM associadas a este modo são similares à do CPR1PRI_PREC, exceto sobre o Atlântico oeste, onde as anomalias têm sinais opostos entre a primavera e o verão, coerentes com os sinais opostos das anomalias de precipitação no CL associadas a esses modos. Na correlação com a TSM, o foco está nas anomalias sobre o Atlântico oeste (Figura 3.21b). Já na composição para os campos nas fases extremas positivas (Figura 3.21c), o foco está sobre o Pacífico, nas áreas relacionadas ao ENOS.

Ao se analisar os campos de circulação, é possível notar que as áreas de influência remota apresentam o mesmo sinal que no CPR1PRI_PREC, porém as anomalias regionais de circulação sobre a AS têm sinais opostos entre as duas estações (Comparar as Figuras 3.10c e 3.10d com 3.21d e 3.21e). Isso significa que as anomalias de circulação globais são as mesmas para ambas as estações e o que modula o sinal da precipitação no CL do Brasil e no SEAS são as anomalias regionais de circulação. Na correlação do CPR1VER_PREC com a FCZA em 200 hPa (Figura 3.21e) aparece o par de ciclones de ambos os lados do equador, sobre o Pacífico central, deslocado para leste em relação às anomalias relacionadas ao CPR1PRI_PREC (Figura 3.10d), indicando a influência de ENOS, na fase LN, nas anomalias de precipitação.

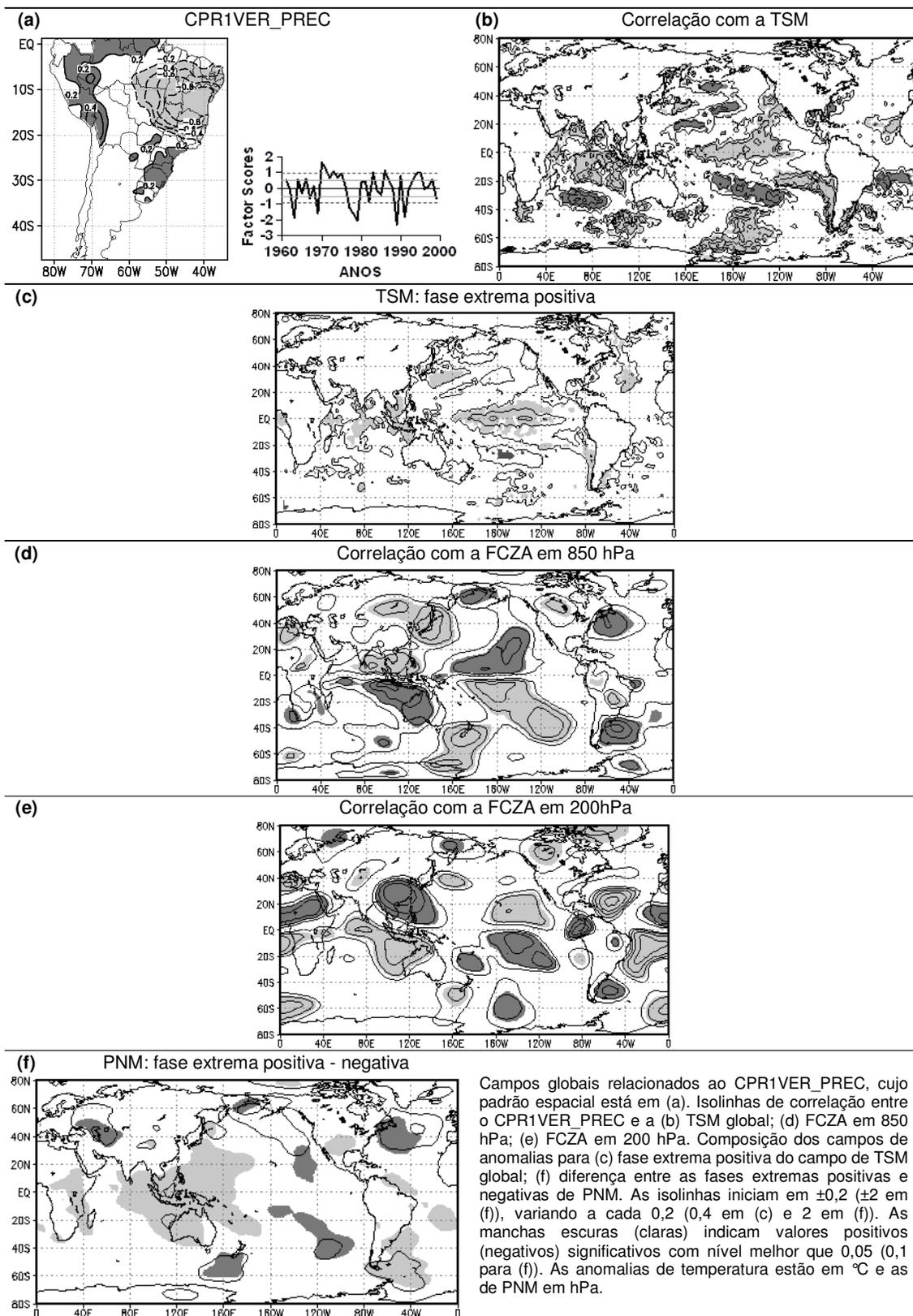


FIGURA 3.21 – ANOMALIAS NOS CAMPOS GLOBAIS RELACIONADAS AO CPR1VER_PREC

Em baixos níveis, a situação é semelhante: as anomalias de circulação sobre o Pacífico central têm o mesmo sinal na correlação da FCZA em 850 hPa com o CPR1PRI_PREC (Figura 3.10c) e com o CPR1VER_PREC (Figura 3.21d). Sobre a AS, as anomalias têm sinais opostos e destaca-se uma circulação anticiclônica sobre o CL o Brasil, na correlação com o CPR1VER_PREC (Figura 3.21d). Essa alta está associada às anomalias negativas de precipitação nessa região. Ao sul, ocorre uma circulação ciclônica no Atlântico subtropical junto ao continente, favorecendo as anomalias positivas de precipitação nessa região.

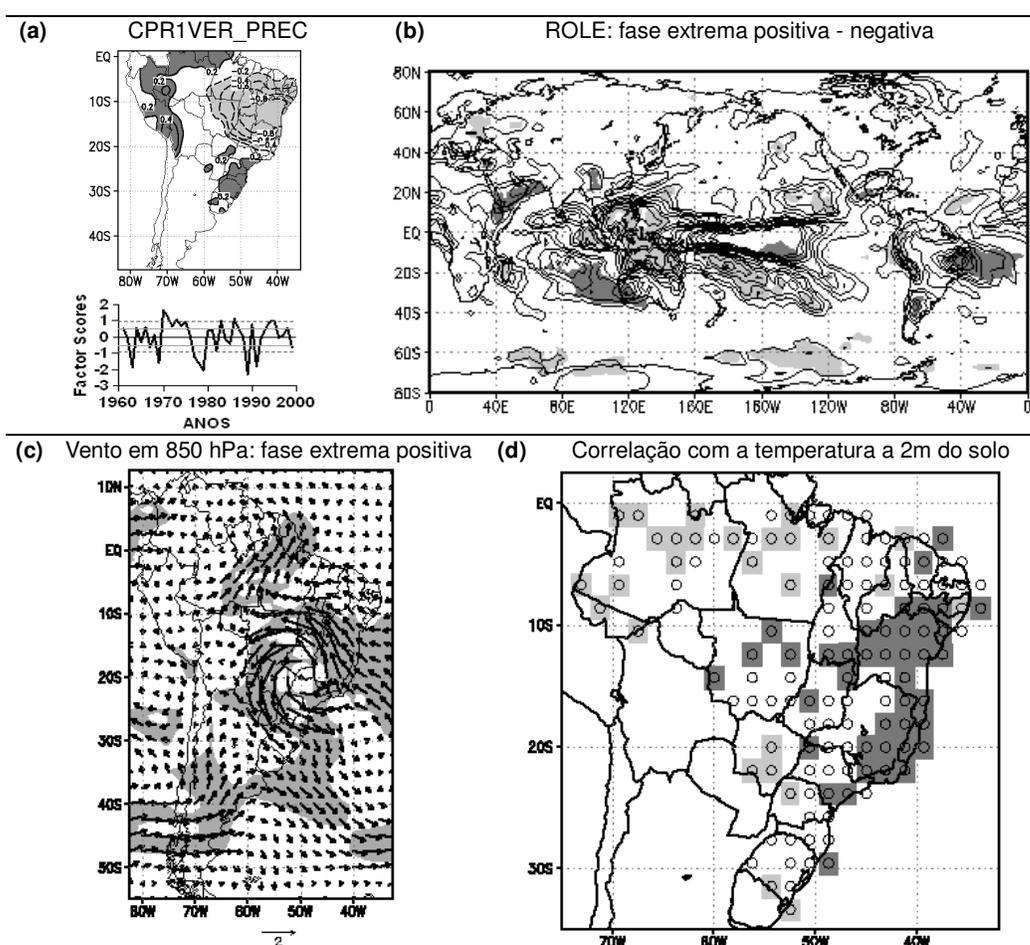


FIGURA 3.22 – ANOMALIAS DE ROLE E DOS CAMPOS REGIONAIS RELACIONADAS AO CPR1VER_PREC

Campos globais e regionais relacionados ao CPR1VER_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Composição das anomalias para (b) diferença entre as fases extremas positivas e negativas da ROLE. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$ (± 3 em (b)), variando a cada 0,2 (3 em (b)); (c) fase extrema positiva do campo de vento em 850 hPa; (d) correlação entre a CPR1VER_PREC e a temperatura a 2m do solo nas estações meteorológicas. As quadrículas marcadas com um círculo possuem dados, porém nem todas apresentam correlação significativa. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1 (0,05 para (b)). As anomalias de ROLE estão em W/m^2 e as de vento em m/s.

A diferença de anomalias de PNM entre as fases extremas positivas e negativas desse modo de variabilidade (Figura 3.21f) apresenta uma baixa na região

do Pacífico Oeste tropical e outra no Atlântico Sul, associada com movimento ascendente sobre o Sul do Brasil, que aumenta os níveis de precipitação na região. Também se estabelece uma baixa anômala no Atlântico tropical. Ocorrem áreas de maior pressão sobre as Aleutas e na costa leste dos EUA, provavelmente relacionadas com o padrão Pacífico-América do Norte. Estes padrões mostram alguma relação com ocorrência de eventos LN. Portanto, este modo rotacionado parece ter uma relação um pouco maior com eventos ENOS do que o CP1VER_PREC.

No campo de ROLE para a diferença entre as fases extremas positivas e negativas, ocorre um par de anomalias positiva e negativa na região do Pacífico central, evidenciando a influencia de eventos ENOS neste modo (Figura 3.22b). Sobre a AS ocorrem anomalias positivas de radiação que acompanham as anomalias negativas de precipitação sobre o CL, de acordo com o observado por Aceituno (1988), para a média climatológica da estação. Nesta região, também ocorre divergência no campo de ventos em 850 hPa, durante a fase extrema positiva (Figura 3.22c). Sobre a Região Sul, a baixa sobre o Atlântico oeste é acompanhada por ventos ciclônicos, que convergem com o fluxo vindo de noroeste e causam anomalias positivas de precipitação no SEAS (Figura 3.22c). As anomalias de temperatura a 2m do solo acompanham as anomalias secas, sendo positivas desde o Sudeste até o Nordeste (Figura 3.22d).

3.2.8 Correlação e Composições com o CP2VER_PREC

O CP2VER_PREC apresenta fortes anomalias no norte da AS e anomalias de sinal oposto no CL do Brasil e no SEAS (Figura 3.23a). Este modo está fortemente associado aos impactos do ENOS sobre a precipitação na AS durante o verão, como mostra sua correlação com a TSM (Figura 3.23b). Os campos de anomalia de circulação relacionados a esse modo de variabilidade também apresentam forte relação com o ENOS, como o par de anticiclones em altos níveis (Figura 3.23d) sobre a região central do Pacífico equatorial. Em baixos níveis, o sinal das anomalias no campo de correlação é oposto às anomalias em altos níveis nos trópicos e de igual sinal nos extratropicais (Figura 3.23c). Entretanto, a resposta do

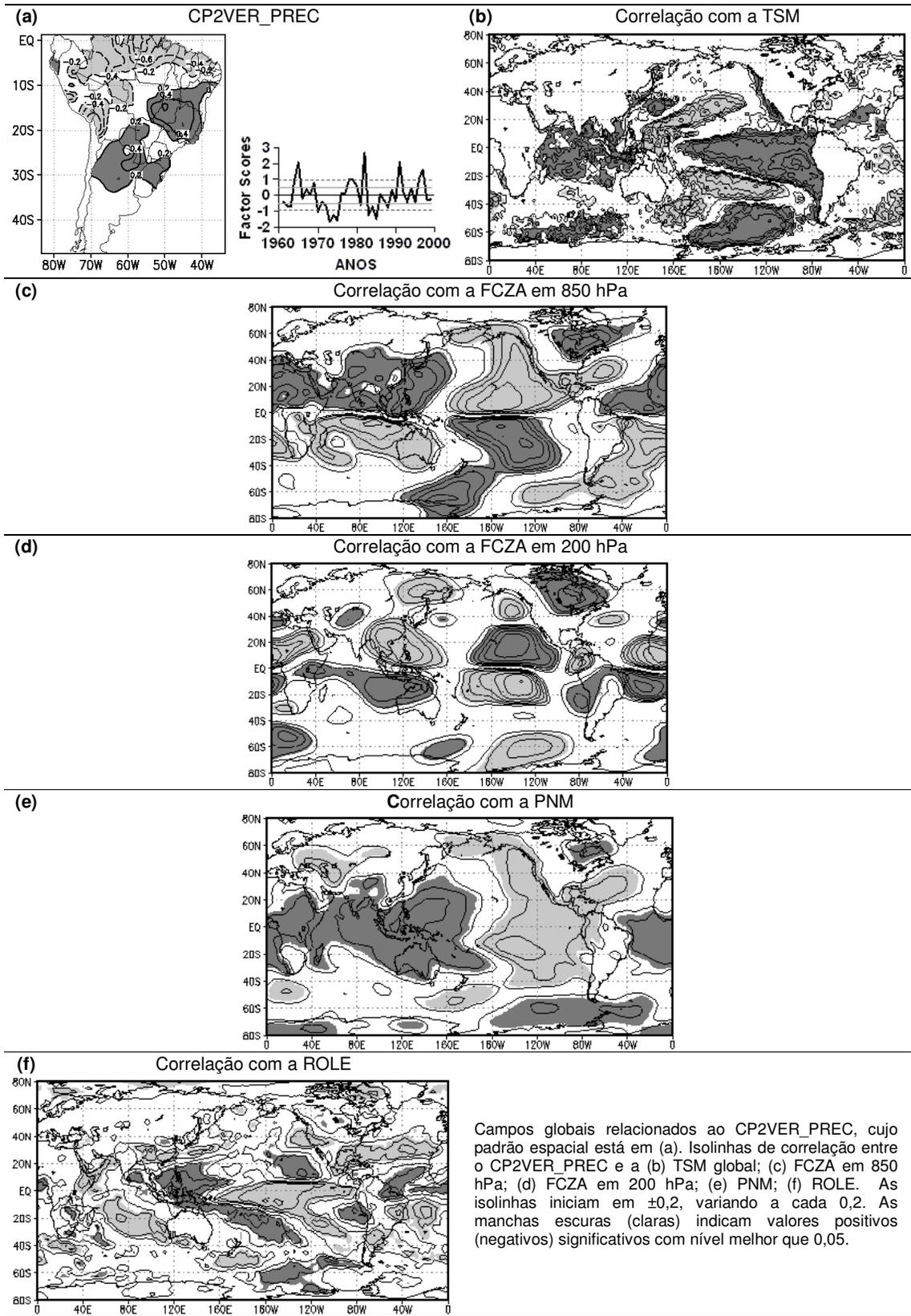


FIGURA 3.23 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CP2VER_PREC.

ENOS nas anomalias de circulação sobre a AS são bem diferentes das que ocorrem durante o CP1PRI_PREC (Figuras 3.6d e 3.6e), também relacionado a ENOS. Na precipitação, não ocorrem anomalias de sinais opostos sobre o CL do Brasil e o SEAS, como no CP1PRI_PREC, pois as anomalias de circulação na região sudeste do Pacífico sul e no sudoeste da AS causadas por ENOS ainda favorecem anomalias de precipitação sobre o SEAS, apesar das anomalias de FCZA em 850 hPa apresentarem sinais opostos entre a primavera e o verão no Sudeste do Brasil.

Na correlação do CP2VER_PREC com a PNM, aparece uma alta anômala no Atlântico tropical, relacionada com anomalias negativas de chuva no Nordeste (Figura 3.23e). Esta alta causa uma divergência anômala de umidade sobre o Nordeste brasileiro, diminuindo a quantidade de precipitação nessa região. Além disso, esse mesmo campo apresenta uma baixa sobre a região leste do Pacífico equatorial, que se estende ao longo de toda costa oeste americana. Juntamente com a alta sobre o Atlântico tropical, esse sistema estabelece um gradiente de pressão oeste-leste sobre a AS, que fortalece os ventos alísios, conforme a correlação do CP2VER_PREC com o vento em 850 hPa (Figura 3.24b). O fortalecimento dos ventos alísio aumenta a quantidade de umidade que chega ao CL do Brasil, levada pela circulação monçônica, fortalecendo as anomalias de precipitação nessa região.

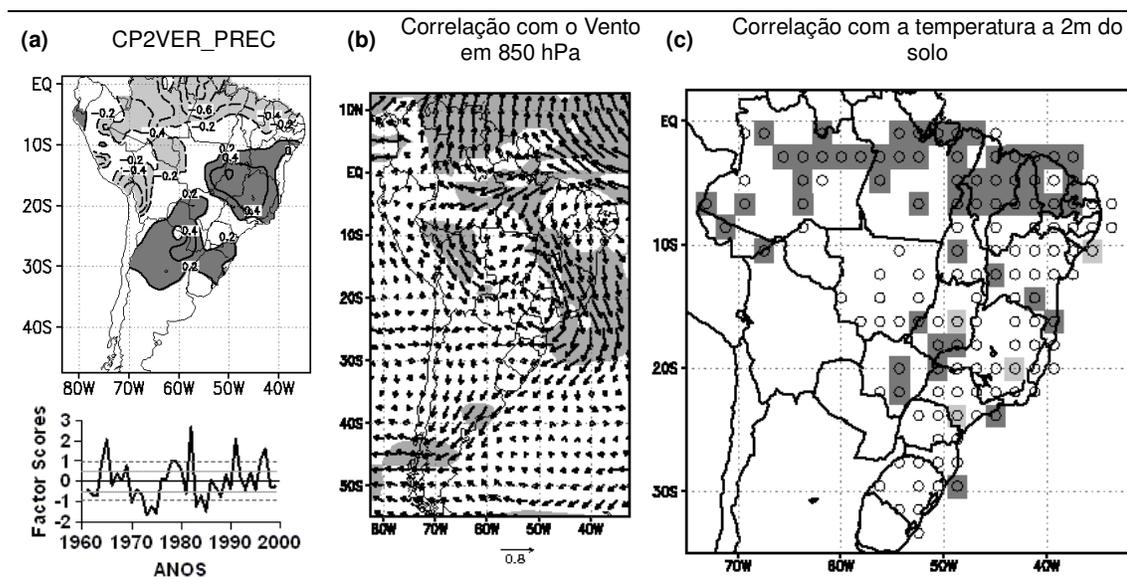


FIGURA 3.24 – CAMPOS REGIONAIS RELACIONADOS AO CP2VER_PREC.

Campos regionais relacionados ao CP2VER_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Correlação entre o CP2VER_PREC e a (b) vento em 850 hPa; (c) temperatura a 2m do solo nas estações meteorológicas. As quadrículas marcadas com um círculo possuem dados, porém nem todas apresentam correlação significativa. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada 0,2. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1.

A correlação do CP2VER_PREC com ROLE também evidencia a influência de ENOS no modo de precipitação (Figura 3.23f). Na região central do Pacífico equatorial, anomalias positivas de TSM são acompanhadas por anomalias negativas de ROLE. Nos subtropicais, sobre as anomalias frias de TSM ocorrem anomalias positivas de ROLE, indicando forte subsidência compensatória nessas áreas. No Brasil, ocorre uma forte banda de nebulosidade sobre o CL e uma região com menos nuvens que o normal no extremo norte do Brasil. Essas anomalias positivas de ROLE são acompanhadas por anomalias positivas de temperatura a 2m do solo, devido às anomalias negativas de precipitação e à menor cobertura de nuvens. (Figura 3.24c). Nessa região também ocorrem divergências no campo de ventos em 850 hPa (Figura 3.24b), favorecendo anomalias negativas de precipitação.

3.2.9 Correlação e Composições com o CPR2VER_PREC

Os maiores componentes espaciais do CPR2VER_PREC concentram-se sobre o Nordeste (Figura 3.25a). Sua composição de TSM para as fases anômalas (Figura 3.25b) apresenta uma região de anomalias significativas de TSM na costa nordeste brasileira, relacionada à deficiência ou excesso de chuva nesta região. Em anos secos (úmidos), as anomalias de TSM nessa região são negativas (positivas), enfraquecendo (fortalecendo) a ZCIT, o que causa a diminuição (aumento) da chuva sobre o Nordeste. Nessa composição também aparecem regiões significativas, com sinal mais fraco, na região tropical do Atlântico Norte, associadas à Oscilação Multidecadal do Atlântico (ENFIELD e MESTAZ-NUÑEZ, 1999).

O campo de anomalias de FCZA associadas a esse modo é mais forte sobre o norte do Brasil e o Atlântico tropical e mais fraco sobre o Pacífico. Em altos níveis (Figura 3.25d), a correlação com a FCZA em 200 hPa apresenta anomalias ciclônicas sobre o Nordeste e sobre a região central do Atlântico equatorial, associadas à diminuição da chuva nessa região. Em baixos níveis (Figura 3.25c), essas anomalias são anticiclônicas, deslocadas para o Atlântico tropical oeste. O deslocamento da alta do Atlântico para próximo da costa, e também para sul, causa divergência e seca sobre o litoral norte e Nordeste do Brasil. A correlação com a PNM também evidencia padrões de conexão global relacionadas à Oscilação Multidecadal do Atlântico (Figura 3.25e), como no caso não rotacionado.

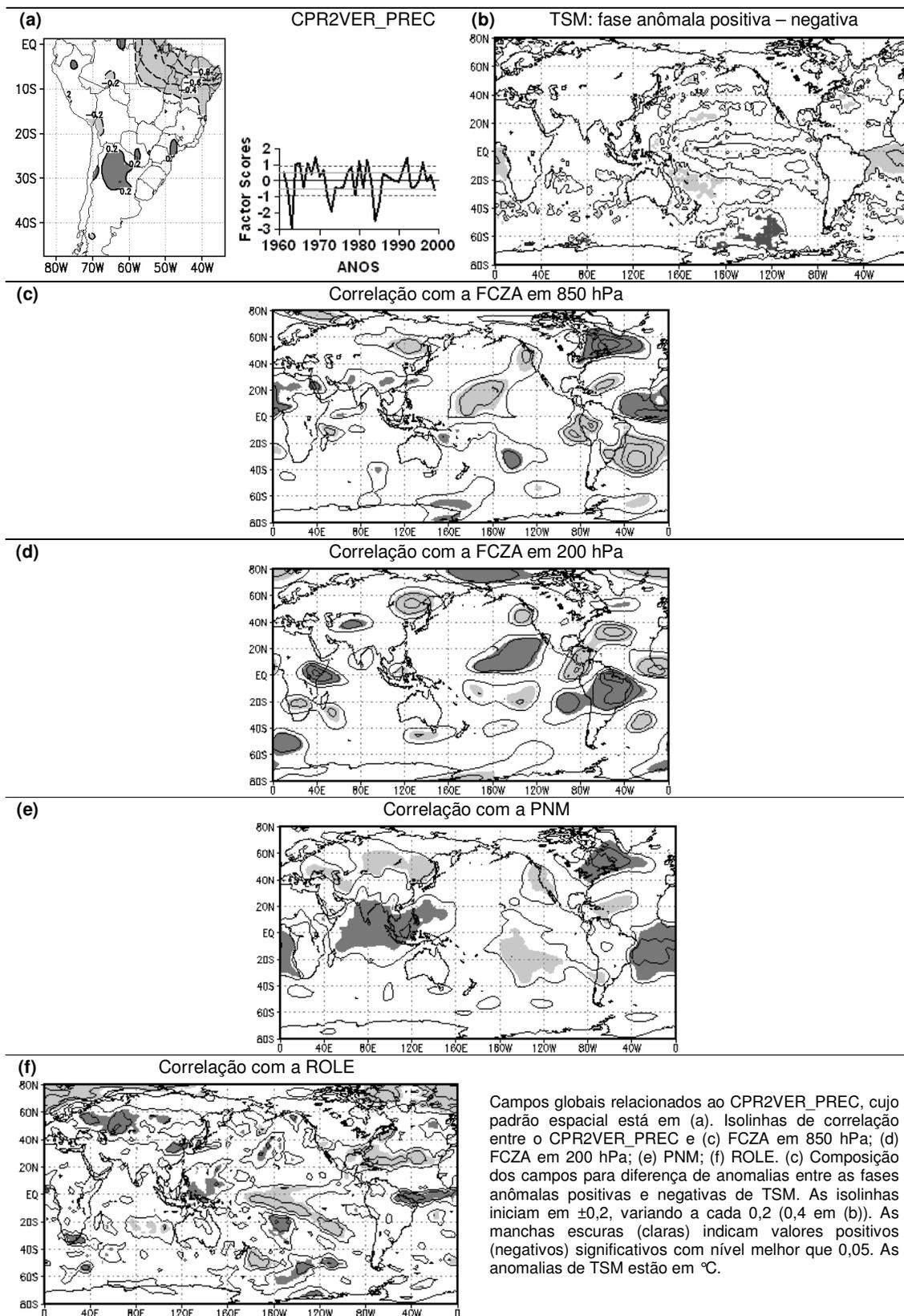


FIGURA 3.25 – CAMPOS GLOBAIS ASSOCIADOS AO CPR2VER_PREC.

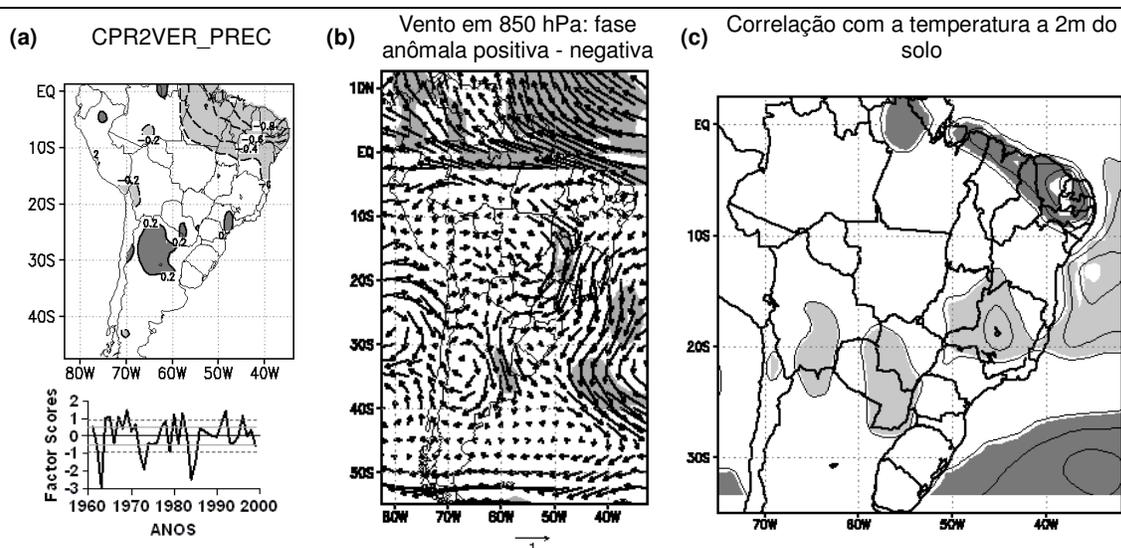


FIGURA 3.26 – CAMPOS REGIONAIS ASSOCIADOS AO CPR2VER_PREC.

Campos regionais relacionados ao CPR2VER_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Isolinhas de correlação entre o CPR2VER_PREC e (c) temperatura a 2m do solo (dados reanálise NOAA – NCEP/NCAR). As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada 0,2. (b) Composição dos campos para diferença de anomalias entre as fases anômalas positivas e negativas de vento em 850 hPa. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,1. As anomalias de vento estão em m/s.

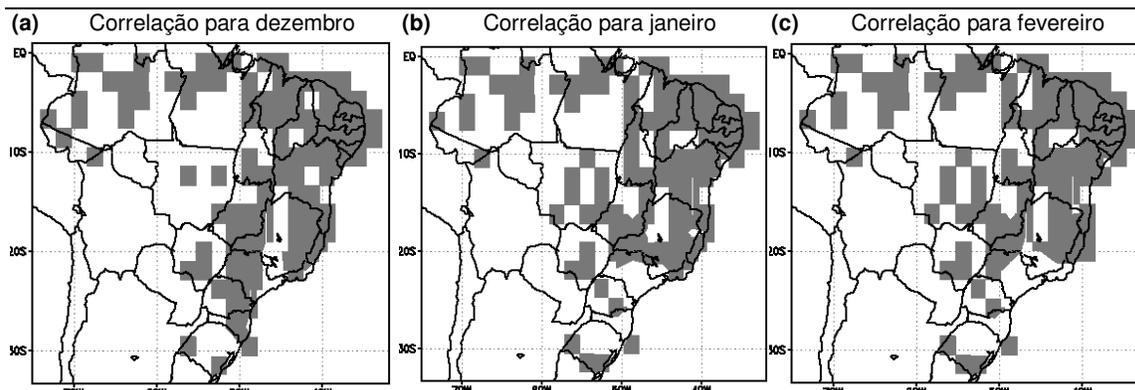


FIGURA 3.27 – CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS DE TEMPERATURA A 2M DO SOLO DO CONJUNTO DA REANÁLISE NOAA-NECP/NCAR E OS MEDIDOS EM ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS (INMET).

Quadrículas sombreadas possuem correlação acima de 0,5 entre os dois conjuntos de dados.

Associadas às anomalias de divergência em baixos níveis ocorrem anomalias de ROLE (Figura 3.25f), caracterizando as condições de subsidência e seca sobre o Nordeste, associadas a fluxos anômalos trans-equatoriais para noroeste, que causam divergência nessa região (Figura 3.26b) e fortalecem a subsidência, diminuindo a precipitação, o que causa o aumento na temperatura a 2m do solo, observada no mapa de sua correlação com CPR2VER_PREC (Figura 3.26c). Cabe salientar que, neste caso, utilizaram-se os dados de temperatura a 2m do solo obtidos junto à reanálise da NOAA-NCEP/NCAR, pois a região de interesse

localiza-se sobre o equador, onde esses dados estão bem correlacionados com os dados de estações meteorológicas, para os meses de verão (Figura 3.27). Neste caso, utilizaram-se os dados de temperatura da reanálise por esses apresentarem uma relação mais clara com os padrões apresentados.

3.2.10 Correlação e Composições com o CP1JAN_PREC e CPR1_JAN_PREC

Os modos CP1JAN_PREC (Figura 3.28a) e CPR1JAN_PREC (Figura 3.29a) são muito semelhantes entre si e são similares ao CP1VER_PREC (Figura 3.18a), com anomalias são mais fortes sobre o CL do Brasil. Sua correlação com a TSM também reflete as características globais de verão: não há correlação significativa extensa no Pacífico equatorial, na região dos ENOS; as principais anomalias de TSM localizam-se no Atlântico próximo à costa sudeste do país (Figura 3.28b).

Em altos níveis, a correlação com a FCZA (Figura 3.28d) apresenta anomalias rotacionais de ambos os lados do equador na AS, de mesmo sinal que as aquelas sobre o Pacífico central, sugerindo que os efeitos da perturbação na célula de Walker são superados pela convecção local anômala do CL, tendo sinais opostos às anomalias em novembro no Pacífico e mesmo sinal sobre a AS (Figura 3.14d).

Em baixos níveis, a correlação com a FCZA em 850 hPa apresenta anomalias ciclônicas sobre o CL do país (Figura 3.28c), com mesmo sinal em altos níveis (Figura 3.28d). Essas anomalias formam uma estrutura baroclínica, indicando sua associação com a convergência em baixos níveis e convecção que ocorrem nessa região. A correlação com a PNM (Figura 3.28e) indica justamente uma baixa na superfície, sobre o CL, associada a essa convergência, e acompanhada por uma banda de anomalias negativas de ROLE (Figura 3.28f), indicando mais nuvens que em anos normais. Sobre o SEAS ocorre uma alta pressão (Figura 3.28e), também relacionada às anomalias de precipitação nessa região.

A correlação do CPR1JAN_PREC com o campo de ventos em 850 hPa (Figura 3.29b) integra essas características: sobre o CL do Brasil ocorrem anomalias ciclônicas, que trazem a umidade em direção a essa região. No SEAS ocorre divergência, associada à subsidência e às anomalias negativas de precipitação. Além disso, sobre o CL ocorre uma região de convergência entre os fluxos vindos do oceano e da Amazônia, fortalecendo a advecção de umidade e a precipitação.

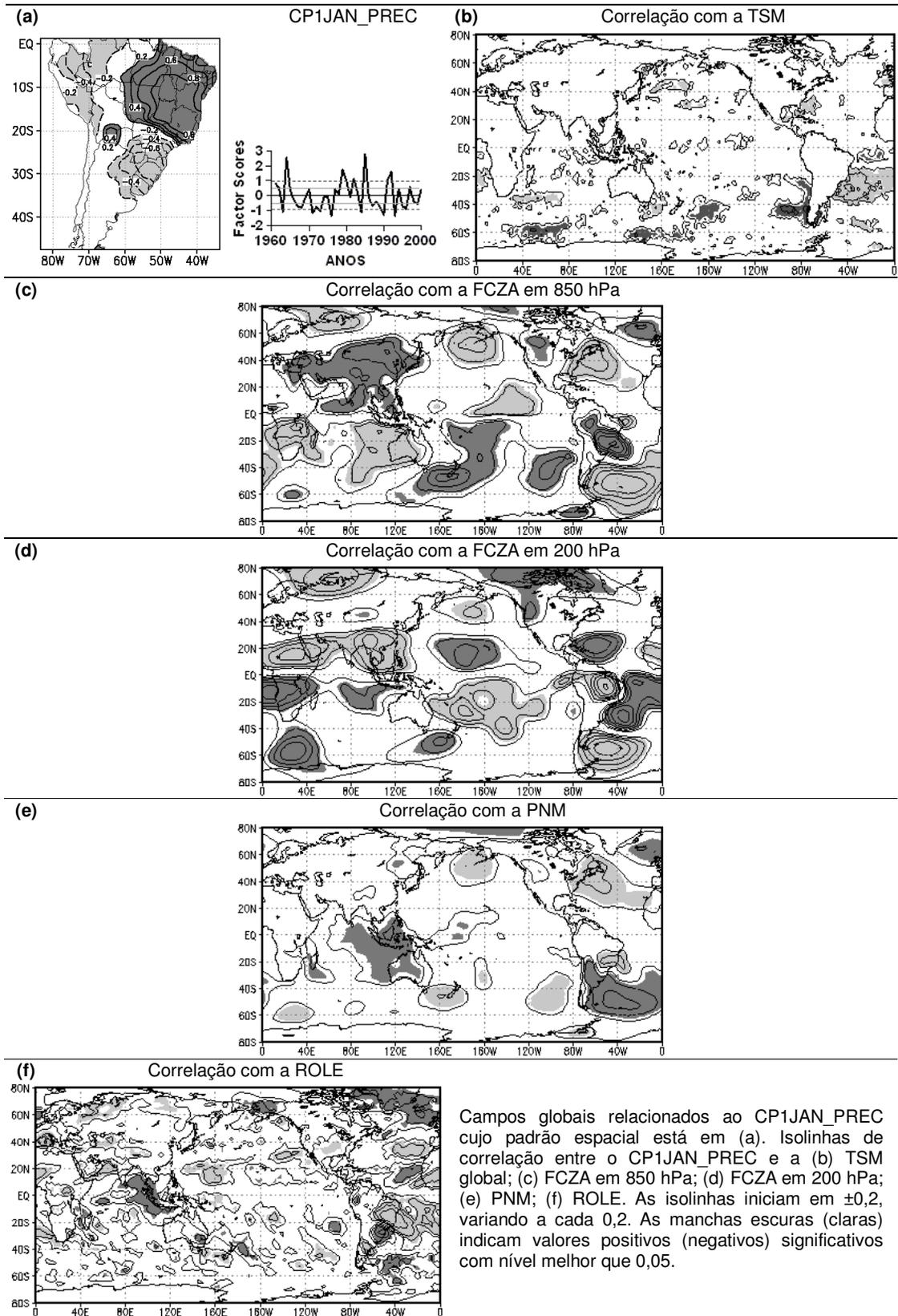


FIGURA 3.28 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CP1JAN_PREC.

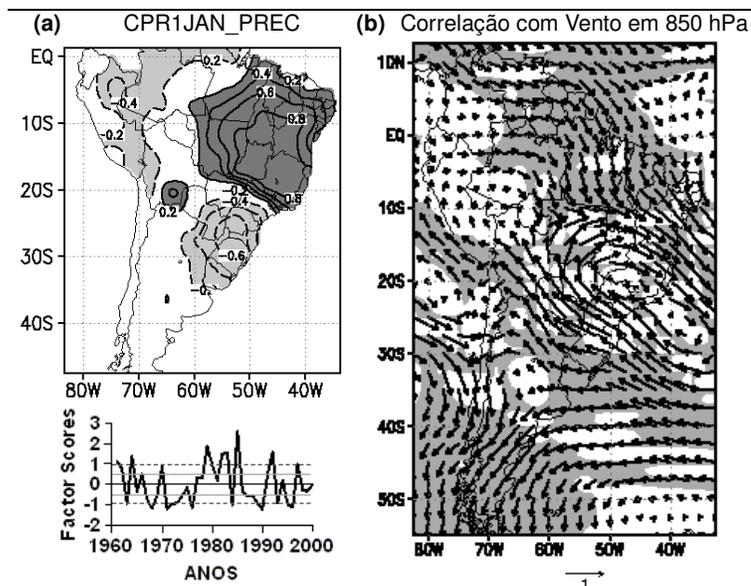


FIGURA 3.29 – CAMPO REGIONAL DE VENTO EM 850 HPA RELACIONADO AO CPR1JAN_PREC.

Campo regional relacionado ao CPR1JAN_PREC, cujo padrão espacial está em (a). (b) Correlação entre o CP1JAN_PREC e o vento em 850 hPa. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada 0,2. As manchas escuras (claras) indicam valores significativos com nível melhor que 0,1.

3.2.11 Correlação e Composições com o CP2JAN_PREC e CPR2JAN_PREC

Finalmente, tanto o CP2JAN_PREC (Figura 3.30a) quanto CPR2JAN_PREC (Figura 3.31a) representam a variabilidade de precipitação sobre o Nordeste brasileiro. Na correlação do CP2JAN_PREC com a TSM (Figura 3.30b) ocorre uma região significativa sobre o Atlântico tropical, junto à costa nordeste do Brasil. Esse modo de variabilidade está relacionado à migração da ZCIT no verão, não apresentando influência do ENOS.

A circulação sobre essa região favorece as anomalias de precipitação. Em altos níveis, a FCZA em 200 hPa (Figura 3.30c) apresenta uma região de anomalias ciclônicas associada a uma alta pressão na correlação da PNM com o CPR2JAN_PREC (Figura 3.31c) e anomalias anticiclônicas em baixos níveis, uma de cada lado do equador, de acordo com a correlação da FCZA em 850 hPa com o CPR2JAN_PREC (Figura 3.31b). Neste caso, são as anomalias frias de TSM que favorecem o estabelecimento de uma alta em baixos níveis, tornando a atmosfera propícia à subsidência e inibindo a precipitação. Portanto, é o oceano que força as anomalias atmosféricas nesse modo de precipitação. Acompanhando as anomalias

negativas de precipitação do CP2JAN_PREC ocorrem anomalias positivas de ROLE (Figura 3.30d), indicando, mais uma vez, a subsidência anômala sobre a região.

Por fim, os campos de vento também evidenciam as anomalias de divergência em baixos níveis (Figura 3.31d), relacionadas ao CPR2JAN_PREC e causadas pela alta anômala sobre o Atlântico tropical, e são acompanhados por anomalias positivas de temperatura a 2m do solo (Figura 3.31e).

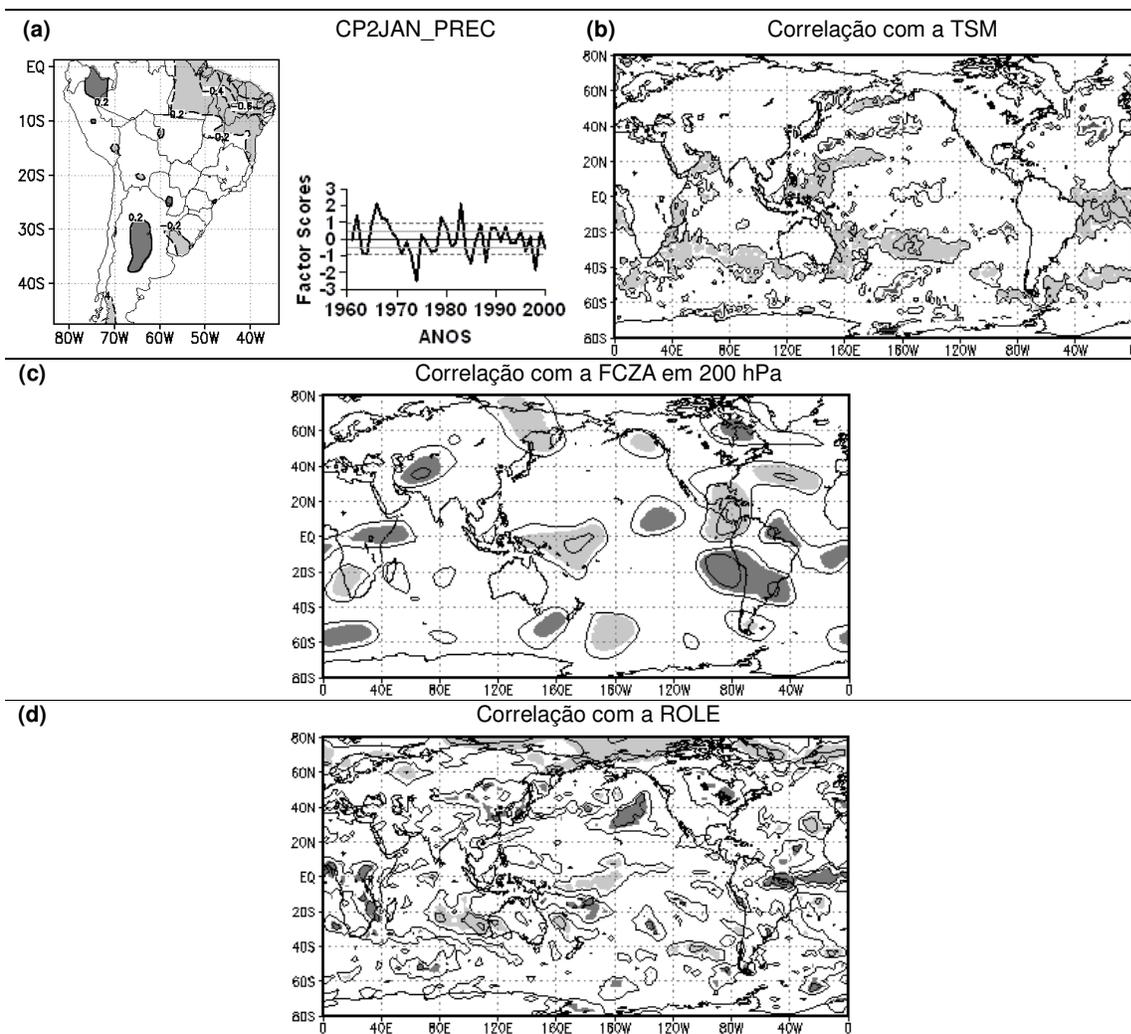


FIGURA 3.30 – CAMPOS GLOBAIS RELACIONADOS AO CP2JAN_PREC

Campos globais relacionados ao CP2JAN_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Isolinhas de correlação entre o CP2JAN_PREC e a (b) TSM global; (c) FCZA em 200 hPa; e (d) ROLE. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada 0,2. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,05.

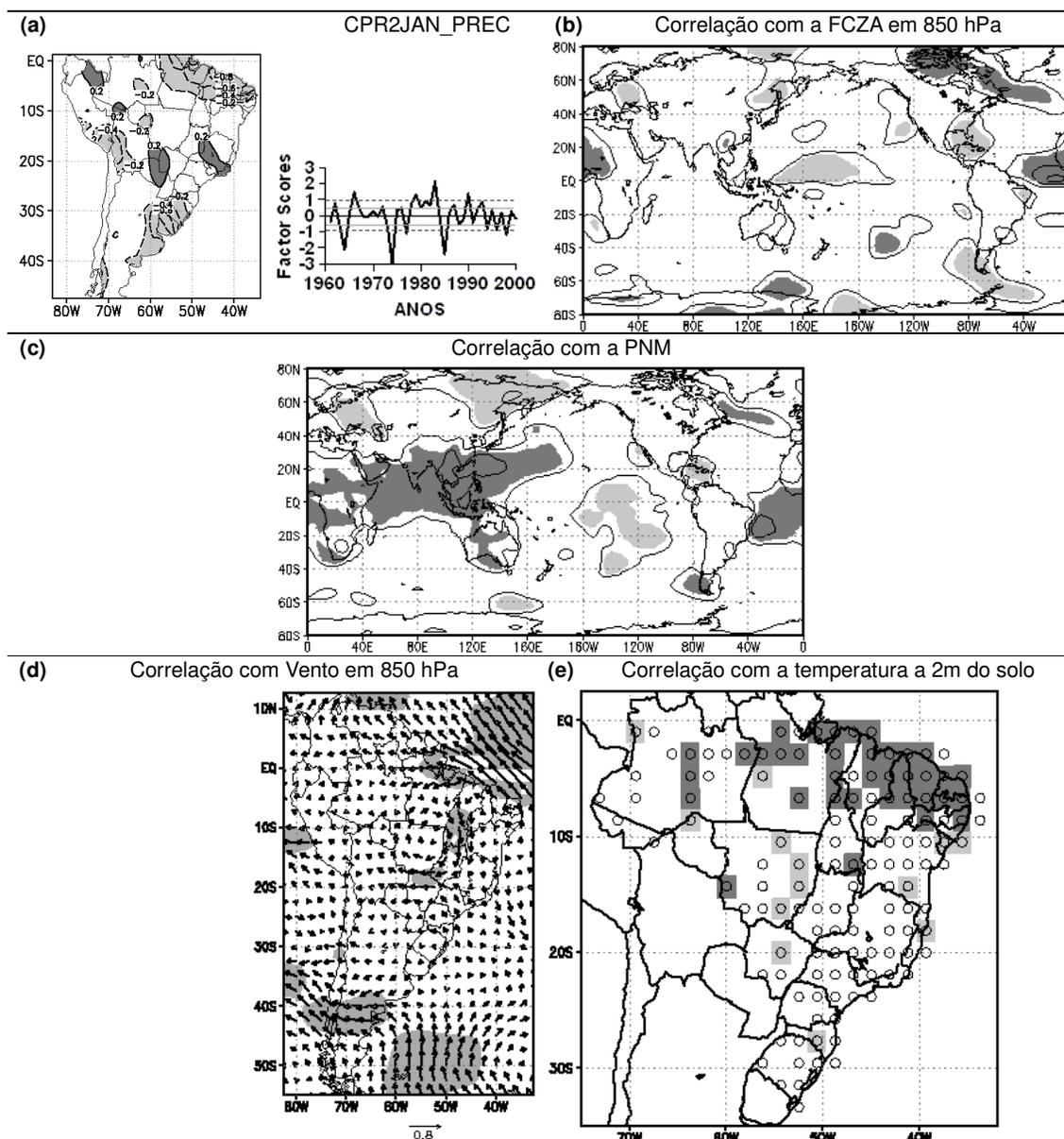


FIGURA 3.31 – CAMPOS GLOBAIS E REGIONAIS RELACIONADOS AO CPR2JAN_PREC.

Campos globais e regionais relacionados ao CPR2JAN_PREC, cujo padrão espacial está em (a). Isolinhas de correlação entre o CPR2JAN_PREC e a (b) FCZA em 850 hPa; (c) PNM; (d) vento em 850 hPa; e (e) temperatura a 2m do solo nas estações meteorológicas. As quadrículas marcadas com um círculo possuem dados, porém nem todas apresentam correlação significativa. As isolinhas iniciam em $\pm 0,2$, variando a cada 0,2. As manchas escuras (claras) indicam valores positivos (negativos) significativos com nível melhor que 0,05 (0,1 para (d) e (e)).

3.3 CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO E A RELAÇÃO DE INVERSÃO ENTRE AS ESTAÇÕES

As anomalias de precipitação que ocorrem durante a primavera no CL do Brasil produzem anomalias de umidade no solo e, conseqüentemente, podem alterar

a temperatura na superfície, influenciando as anomalias de circulação e precipitação durante o verão. Grimm (2003, 2004) detectou e analisou essa relação de inversão entre as anomalias de precipitação na primavera e verão no CL do Brasil, durante eventos ENOS, e propôs uma hipótese de interação entre a superfície e a atmosfera, influenciada pela topografia. Essa relação foi testada por Grimm, Pal e Giorgi (2007) e verificou-se que também ocorre para anos não-ENOS, contanto que as anomalias de precipitação durante a primavera no CL do Brasil sejam fortes o suficiente. De acordo com essa hipótese, anomalias negativas (positivas) de precipitação durante a primavera levariam a menos (mais) umidade no solo e maior (menor) temperatura na superfície no final da estação. Essa configuração de anomalias leva ao estabelecimento de uma convergência (divergência) anômala em baixos níveis, fortalecida pela topografia e acompanhada por uma circulação ciclônica (anticiclônica) sobre o Sudeste do Brasil. Essa circulação anômala redireciona o fluxo de umidade do norte e da região central da AS em direção ao CL do Brasil (SEAS), estabelecendo condições favoráveis para a ocorrência de anomalias positivas (negativas) nessa região.

Dessa maneira, anomalias de precipitação durante a primavera, remotamente forçadas, podem produzir anomalias localmente forçadas no auge do verão. Essa relação aparece mais claramente para os meses de novembro e janeiro, pois representam as condições no final da primavera e no pico do verão, respectivamente. A partir da análise da correlação entre os CP's de primavera e verão, e também de novembro e janeiro, pretende-se evidenciar mais indicações dessa relação de inversão.

TABELA 3.1 – COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE OS CPS DE PRIMAVERA E VERÃO

	CP1PRI_PREC	CP2PRI_PREC
CP1VER_PREC	0,24	0,29
CP2VER_PREC	-0,31	0,30

As células sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

Os CP's dos primeiros modos de primavera e verão, e também dos primeiros modos de novembro e janeiro, estão significativamente correlacionados entre si. A correlação entre o CP1PRI_PREC e o CP1VER_PREC (Figura 3.32a) possui um nível de significância de 10% (Tabela 3.1). O sinal positivo da correlação sugere justamente que essa inversão no sinal das anomalias de precipitação entre a

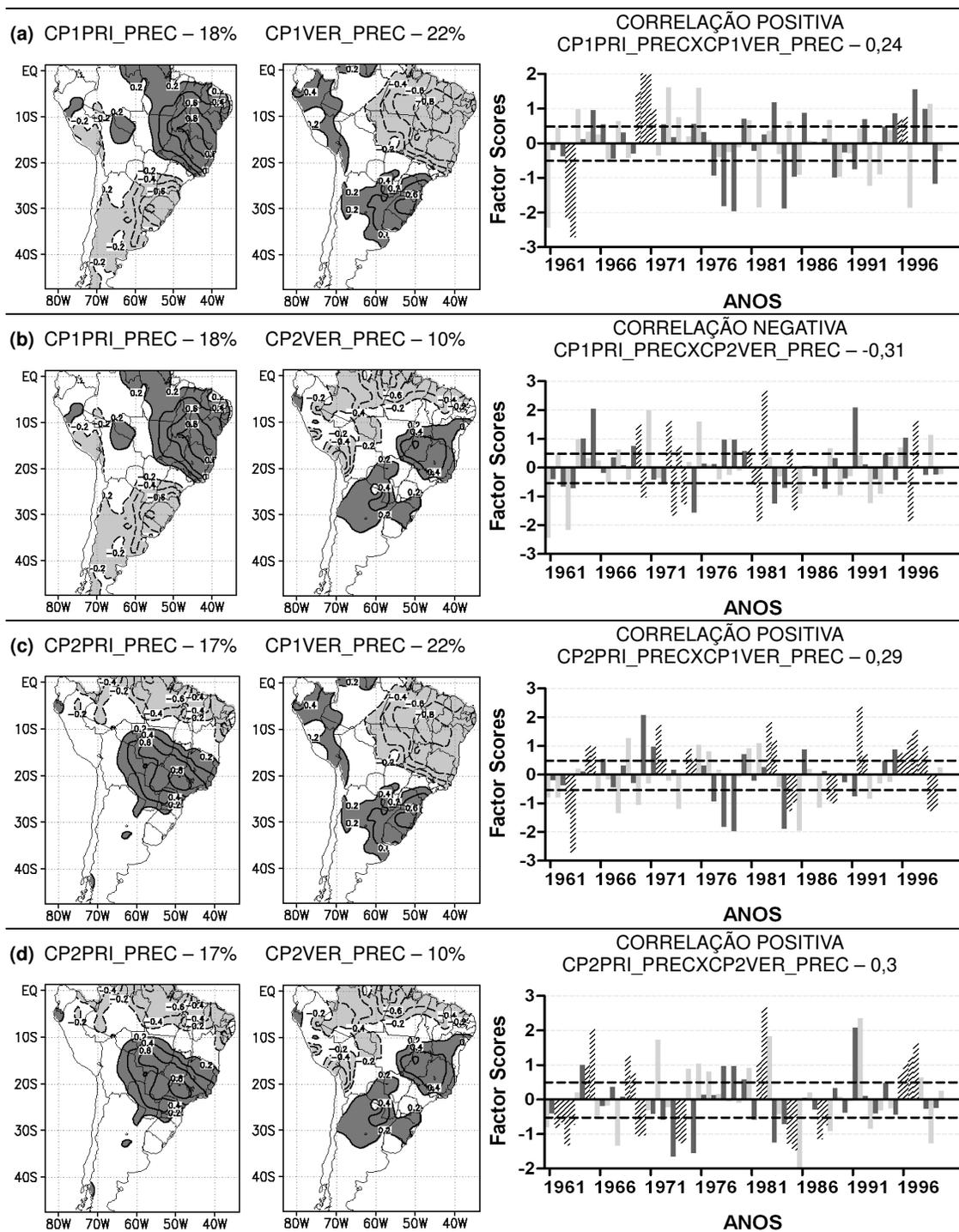


FIGURA 3.32 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S NÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA E VERÃO

Modos de variabilidade de precipitação de primavera (à esquerda), verão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CP1PRI_PREC e CP1VER_PREC; (b) CP1PRI_PREC e CP2VER_PREC; (c) CP2PRI_PREC e CP1VER_PREC; (d) CP2PRI_PREC e CP2VER_PREC. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's da primavera (verão); as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

primavera e o verão não é apenas uma característica de anos ENOS, mas sim um processo dominante durante a estação de monções. Quando existe muita (pouca) umidade durante a primavera na área norte do dipolo, aparecem anomalias de circulação no Sudeste do Brasil que impedem (facilitam) a convergência de umidade para o CL durante o verão, com efeito oposto sobre a área sul do dipolo. O mesmo comportamento é observado na correlação dos CPR's dessas estações, com o mesmo nível de significância (Tabela 3.2 e Figura 3.34). Para a correlação entre o CP1NOV_PREC e o CP1JAN_PREC, e também entre o CPR1NOV_PREC e o CPR1JAN_PREC, a significância é de 5% (Tabela 3.3 e Figura 3.34), mostrando que a relação de inversão está centrada principalmente nesses dois meses, como sugerido por Grimm (2003, 2004) e Grimm, Pal e Giorgi (2007).

Essa tendência de inversão de sinal entre as anomalias de precipitação da primavera e do verão no modo dipolar se deve, principalmente, a inversão nas anomalias rotacionais de circulação em baixos níveis sobre o sudeste do Brasil, descritas anteriormente (Figura 3.6b e Figura 3.19b). A razão para essa inversão nas anomalias de circulação, mesmo quando as condições globais ou a forçante de TSM permanecem as mesmas, é o processo de interação regional entre a superfície e a atmosfera, descrito por Grimm, Pal e Giorgi (2007), influenciado pela topografia e induzido pelas anomalias de primavera remotamente forçadas.

TABELA 3.2 – COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S ROTACIONADOS DE PRIMAVERA E VERÃO

	CPR1PRI_PREC	CPR2PRI_PREC
CPR1VER_PREC	0,22	0,04
CPR2VER_PREC	0,13	0,03

As células sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

Durante os eventos ENOS, essa relação de inversão é ainda mais forte, conforme a correlação maior e negativa entre o CP1PRI_PREC e o CP2VER_PREC (Tabela 3.1 e Figura 3.32b). Essa correlação mostra que as anomalias precipitação durante anos ENOS tendem a mudar de sinal no CL do Brasil da primavera para o verão, enquanto enfraquecem ou persistem no restante do continente. Sobre o norte da AS, as anomalias de precipitação persistem desde a primavera até o verão e estão associadas às perturbações na circulação de Walker durante eventos ENOS. Sobre o SEAS, as anomalias enfraquecem e as regiões de máxima precipitação deslocam-se para oeste, quando comparadas com a primavera, apesar de seu sinal

não inverter. Isso ocorre por que as anomalias de circulação causadas por ENOS na região sudeste do Pacífico sul e no sudoeste da AS ainda favorecem as mesmas anomalias que ocorrem durante a primavera em parte do SEAS. Entretanto, as anomalias no Sul do Brasil são enfraquecidas, refletindo o fato de que as anomalias regionais de circulação sobre o Sudeste do Brasil tende a estabelecer anomalias de precipitação com sinais opostos no CL do Brasil e no SEAS.

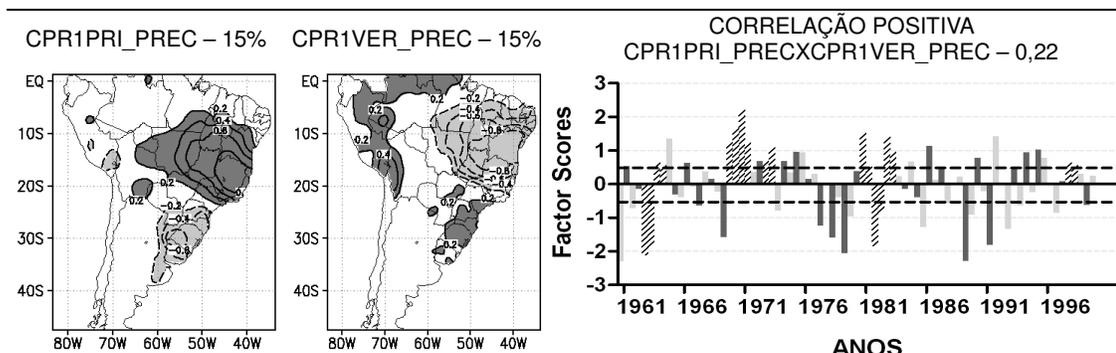


FIGURA 3.33 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S ROTACIONADOS DE PRIMAVERA E VERÃO

Modos de variabilidade de precipitação de primavera (à esquerda), verão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre o CPR1PRI_PREC e CPR1VER_PREC. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's da primavera (verão); as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

Um fato curioso na análise da Tabela 3.1 é que o CP2PRI_PREC está correlacionado tanto com o CP1VER_PREC (Figura 3.32c) quanto com o CP2VER_PREC (Figura 3.32d). A correlação significativa positiva com o CP1VER_PREC confirma a relação de inversão entre a precipitação na primavera no Sudeste do Brasil (parte sul da região CL) e a precipitação de verão no CL do Brasil. Quanto à correlação significativamente positiva com o CP2VER_PREC, esta é predominantemente relacionada com as anomalias de precipitação no Norte/Nordeste do Brasil, presente em ambos os modos, que tende a persistir da primavera até o verão quando as anomalias de TSM no Atlântico sul equatorial se estendem até a costa da AS. Assim, quando durante o CP2PRI_PREC ocorrem anomalias de precipitação sobre o Sudeste, mais fortes que as anomalias no norte do Brasil, essas anomalias evoluem de acordo com o padrão espacial do CP1VER_PREC (mais freqüente durante a fase positiva do modo, de acordo com o gráfico à direita na Figura 3.32c).

TABELA 3.3 – COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S NÃO ROTACIONADOS E ROTACIONADOS DE NOVEMBRO E JANEIRO

	CP1NOV_PREC	CPR1NOV_PREC
CP1JAN_PREC	-0,3	
CPR1JAN_PREC		-0,32

As células sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

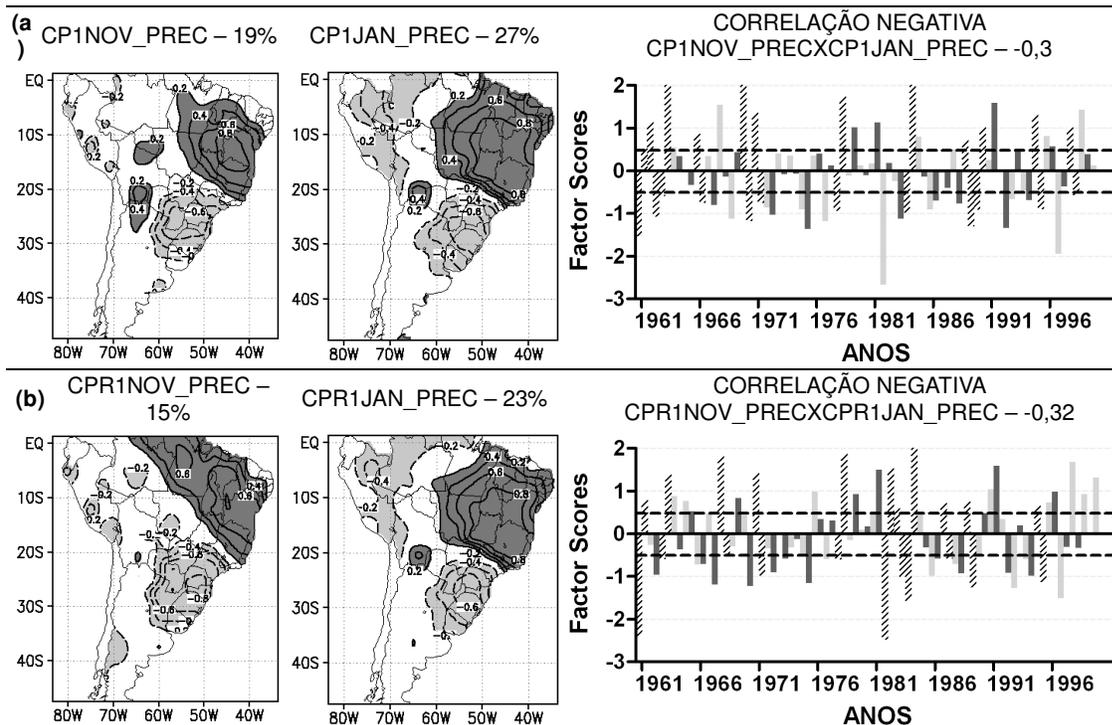


FIGURA 3.34 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S NÃO ROTACIONADOS E ROTACIONADOS DE NOVEMBRO E JANEIRO

Modos de variabilidade de precipitação de novembro (à esquerda), janeiro (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CP1NOV_PREC e CP1JAN_PREC; (b) CPR1NOV_PREC e CPR1JAN_PREC. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de novembro e janeiro; as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's, de novembro e janeiro, são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

Entretanto, quando as anomalias de precipitação são mais fortes sobre o norte do Brasil, elas tendem a persistir durante o verão e o modo de precipitação evolui de acordo com o CP2VER_PREC (mais freqüente durante a fase negativa do modo, de acordo com o gráfico à direita na Figura 3.32d). No primeiro caso, as anomalias sobre o Sudeste do Brasil foram fortes o suficiente para causar a reversão das anomalias no CL, enquanto que no segundo caso as anomalias mais fortes sobre o norte do Brasil persistiram e as anomalias no CL enfraqueceram, mas não reverteram seu sinal.

A evolução espacial e temporal das anomalias de precipitação associadas ao CP1PRI_PREC (ou CP1NOV_PREC) e de CP1VER_PREC (ou CP1JAN_PREC)

é, em geral, consistente com o comportamento descrito anteriormente, com pequenas diferenças na evolução da fase positiva em relação à negativa. As Figuras 3.35 e 3.36 mostram essa evolução para as fases extremas positivas e negativas do CP1PRI_PREC. Para a fase extrema positiva (coluna da esquerda em ambas as figuras), as condições úmidas sobre o CL do Brasil e secas no SEAS se estabelecem já em setembro (Figura 3.35, SETEMBRO, mapa à esquerda), e em outubro se espalham e fortalecem (Figura 3.35, OUTUBRO, mapa à esquerda). Em novembro, essas anomalias estão ainda mais intensificadas sobre o SEAS (Figura 3.35, NOVEMBRO, mapa à esquerda). Em dezembro, ocorre a transição no processo de inversão das anomalias (Figura 3.36, DEZEMBRO, mapa à esquerda). Em janeiro, ocorrem anomalias secas sobre o CL do Brasil e úmidas no SEAS (Figura 3.36, JANEIRO, mapa à esquerda). Essas anomalias são persistentes e se mantêm intensas até fevereiro (Figura 3.36, FEVEREIRO, mapa à esquerda).

Durante a fase negativa do CP1PRI_PREC (coluna do meio nas Figuras 3.35 e 3.36), tanto as anomalias negativas de precipitação no CL do Brasil quanto as positivas sobre o SEAS também já estão presentes em setembro (Figura 3.35, SETEMBRO, mapa no centro), fortalecem em outubro (Figura 3.35, OUTUBRO, mapa no centro) e atingem seu máximo em novembro (Figura 3.35, NOVEMBRO, mapa no centro). Em dezembro, enfraquecem (Figura 3.36, DEZEMBRO, mapa no centro) e invertem de sinal apenas em janeiro (Figura 3.36, JANEIRO, mapa no centro). Em fevereiro, essas anomalias com sinal invertido estão fracas novamente (Figura 3.36, FEVEREIRO mapa no centro). Apesar dessa assimetria na evolução das fases positivas e negativas, os meses centrais na inversão do sinal das anomalias de primavera pra verão ainda são novembro e janeiro. Essa relação também é representada a partir da composição do campo de precipitação para a diferença entre as fases positivas e negativas (Figura 3.35 e 3.36, mapas à direita).

De acordo com Grimm, Pal e Giorgi (2007), as anomalias de circulação sobre o Sudeste do Brasil durante o verão são localmente forçadas e resultam de anomalias de precipitação no CL. Essas anomalias positivas (negativas) de precipitação no CL do Brasil durante o verão estão associadas a anomalias positivas (negativas) temperaturas a 2m da superfície no Sudeste do Brasil no final da primavera. A correlação entre o CP1JAN_PREC e a temperatura a 2m do solo em novembro confirma essa relação (Figura 3.37). De acordo com as Figuras 3.37a e

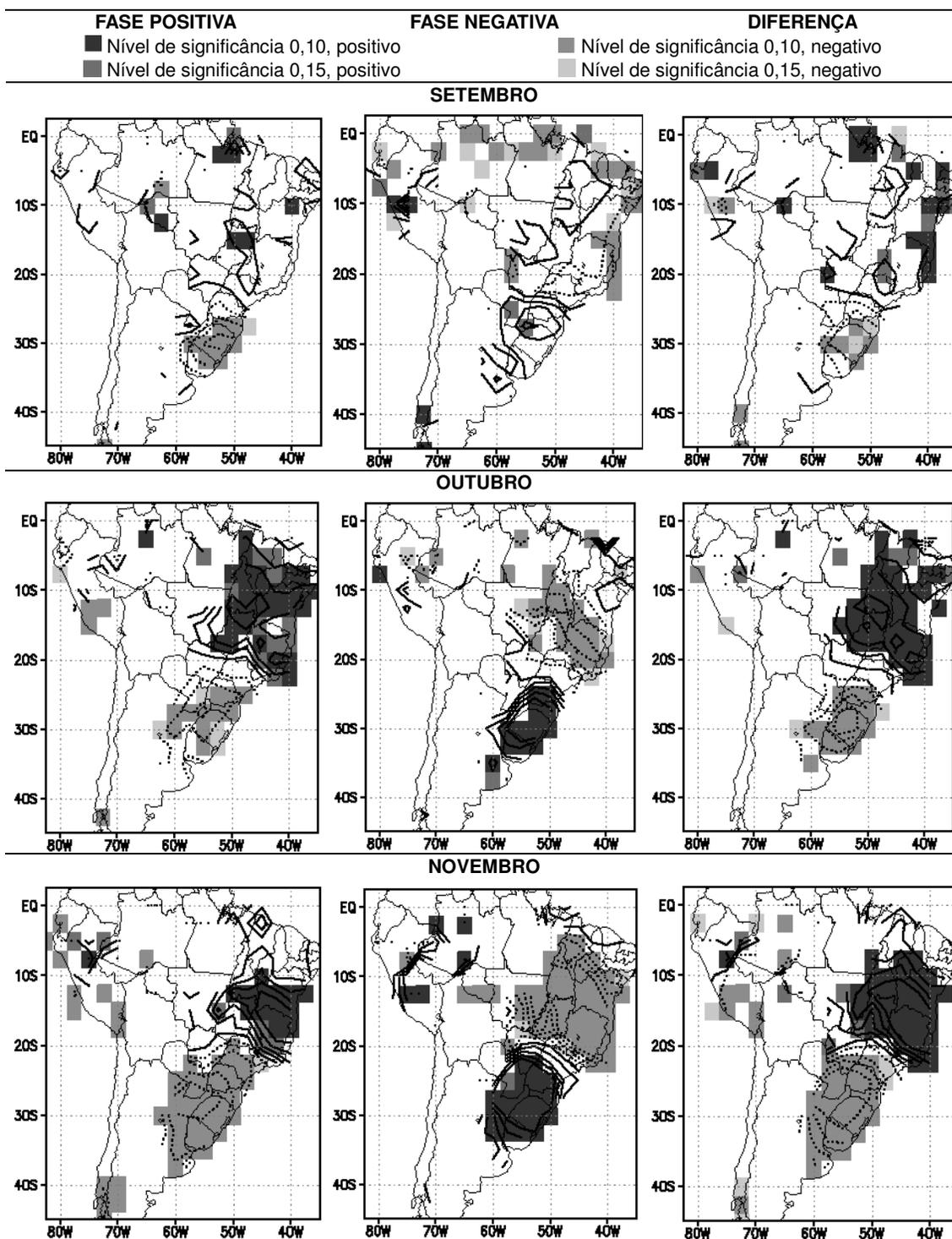


FIGURA 3.35 – COMPOSIÇÃO DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO DURANTE OS MESES DE PRIMAVERA PARA AS FASES EXTREMAS POSITIVAS E NEGATIVAS DO CP1PRI_PREC

Composição das anomalias de precipitação de setembro a novembro baseadas na fase extrema positiva (coluna da esquerda), negativa (coluna do meio) e na diferença entre as fases (coluna da direita) do CP1PRI_PREC. As isolinhas representam as anomalias de precipitação, com intervalo de 15 mm/mês (30 mm/mês para a diferença entre as fases). As áreas sombreadas representam as regiões com correlação significativa, de acordo com a legenda acima.

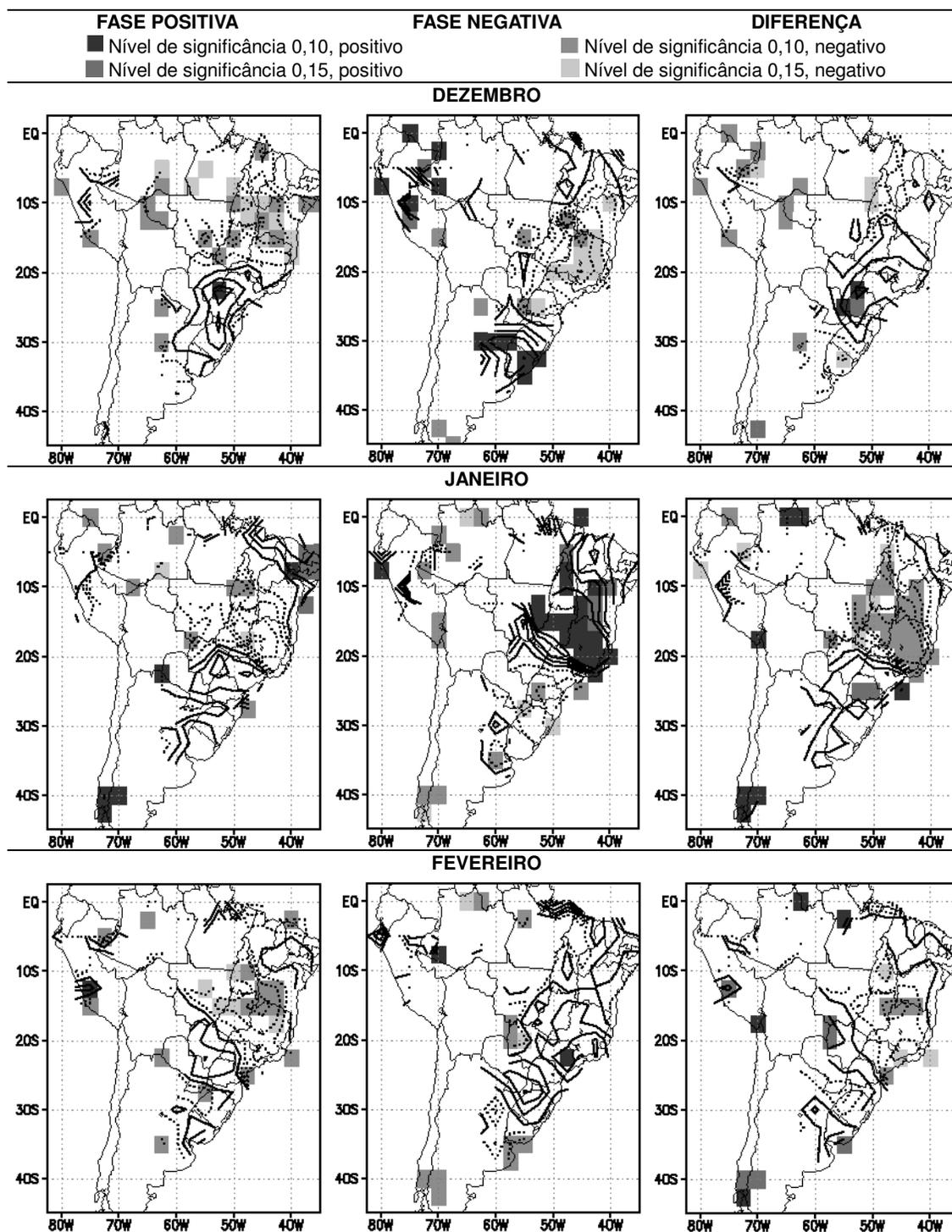


FIGURA 3.36 – COMPOSIÇÃO DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO DURANTE OS MESES DE VERÃO PARA AS FASES EXTREMAS POSITIVAS E NEGATIVAS DO CP1PRI_PREC

Composição das anomalias de precipitação de dezembro a fevereiro baseadas na fase extrema positiva (coluna da esquerda), negativa (coluna do meio) e na diferença entre as fases (coluna da direita) do CP1PRI_PREC. As isolinhas representam as anomalias de precipitação, com intervalo de 15 mm/mês (30 mm/mês para a diferença entre as fases). As áreas sombreadas representam as regiões com correlação significativa, de acordo com a legenda acima.

3.37b, a fase positiva do CP1JAN_PREC é precedida por anomalias positivas de temperatura a 2m do solo no CL do Brasil, especialmente no Sudeste. A correlação com os dados obtidos do conjunto da reanálise (Figura 3.37a) é confirmada pela correlação obtida com dados de estações meteorológicas (Figura 3.37b). Esses resultados confirmam a hipótese de que anomalias ciclônicas sobre o Sudeste do Brasil, associadas a anomalias positivas de precipitação sobre o CL em janeiro, são causadas por anomalias negativas de pressão e convergência, devidas a anomalias positivas de temperatura próxima à superfície, causadas por anomalias negativas de precipitação e de umidade no solo, durante a primavera.

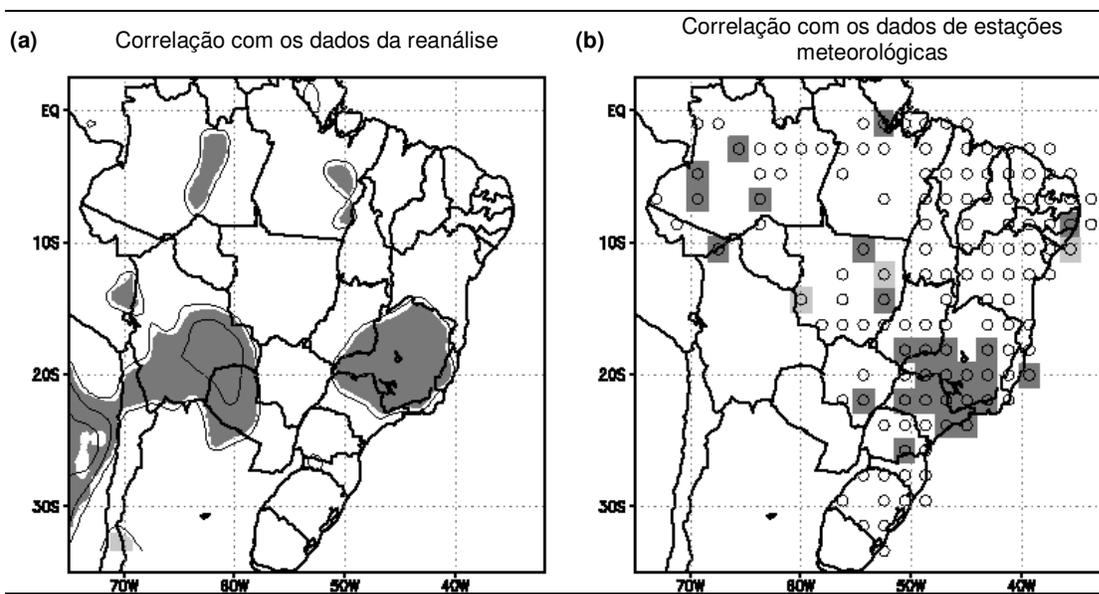


FIGURA 3.37 – CORRELAÇÃO ENTRE O CP1JAN_PREC E A TEMPERATURA A 2M DO SOLO EM NOVEMBRO.

Dados: (a) da reanálise NOAA-NCEP/NCAR e (b) das estações meteorológicas do INMET. As áreas sombreadas mais claras (escuras) indicam regiões com correlação negativa (positiva), significativas em 0,1. As isolinhas em (a) iniciam em $\pm 0,2$, com intervalos de 0,1. Em (b), as quadriculas marcadas com um círculo são aquelas que possuem dados no período de análise.

3.4 MÉDIAS MÓVEIS DE PRECIPITAÇÃO NO CL DO BRASIL E DE TSM NA REGIÃO SUDOESTE DO ATLÂNTICO SUL

Outra maneira de se analisar a inversão no sinal nas anomalias de precipitação da primavera para o verão é através da média móvel de precipitação sobre a região na qual as anomalias tendem a ter sinal oposto, ou seja, entre as latitudes $6,25^{\circ}\text{S}$ e $23,75^{\circ}\text{S}$ e as longitudes $41,25^{\circ}\text{W}$ e $51,25^{\circ}\text{W}$, no CL do Brasil. Essa média móvel foi feita para janelas de 30 dias e foram calculadas com base na série média de precipitação nessa área. Foram calculadas médias móveis

climatológicas e também para os anos de fases anômalas dos CP1 de primavera, novembro, verão e janeiro, de acordo com a Tabela 2.1.

Durante a fase positiva (negativa) do CP1PRI_PREC, e também do CP1VER_PREC, a média móvel de 30 dias mostra que anomalias negativas (positivas) de precipitação no pico da estação de monções são precedidas por anomalias positivas (negativas) em relação à média climatológica durante a primavera anterior (Figura 3.38a, fase positiva à esquerda e fase negativa à direita). Quando as anomalias de precipitação na estação precedente são positivas, a inversão no sinal das anomalias ocorre no início de dezembro, antes que na situação oposta.

Para as fases anômalas do CP1 de novembro e janeiro, a inversão de sinal ocorre no final de dezembro, e as anomalias são mais intensas que as obtidas para as fases anômalas de primavera e verão (Figura 3.38b, fase positiva dos modos à esquerda e fase negativa à direita).

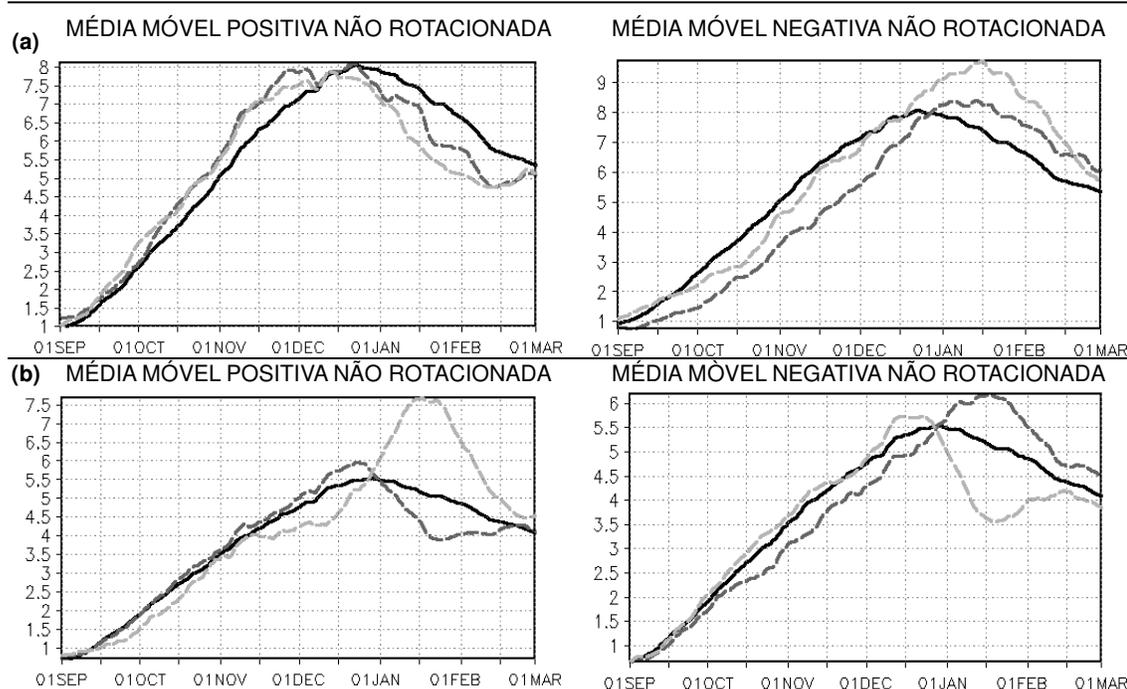


FIGURA 3.38 – MÉDIA MÓVEL DE TRINTA DIAS PARA A REGIÃO CL, DURANTE AS FASES ANOMALAS DO CP1 DE PRIMAVERA, VERÃO, NOVEMBRO E JANEIRO.

Média móvel de 30 dias para a precipitação média no CL do Brasil (em mm/dia): (a) à esquerda: fase positiva do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); à direita: fase negativa do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); (b) à esquerda: fase positiva do CP1NOV_PREC (linha tracejada escura) e do CP1JAN_PREC (linha tracejada clara); à direita: fase negativa do CP1NOV_PREC (linha tracejada escura) e do CP1JAN_PREC (linha tracejada clara). A linha sólida representa a média móvel climatológica.

Essas médias móveis mostram que as anomalias secas precedidas por anomalias úmidas são geralmente mais fortes e mais persistentes que a situação oposta. Uma das razões para esse comportamento pode advir do fato que, durante o inverno, a superfície no CL do Brasil está extremamente seca (na média). Então, se a primavera nessa região for moderadamente seca, essa anomalia não altera substancialmente as condições de umidade do solo nem fornece a força necessária para o estabelecimento das anomalias de precipitação durante o verão. Por outro lado, anomalias positivas de precipitação durante a primavera alteram significativamente a temperatura da superfície e o calor sensível, alterando a evolução da circulação de monções.

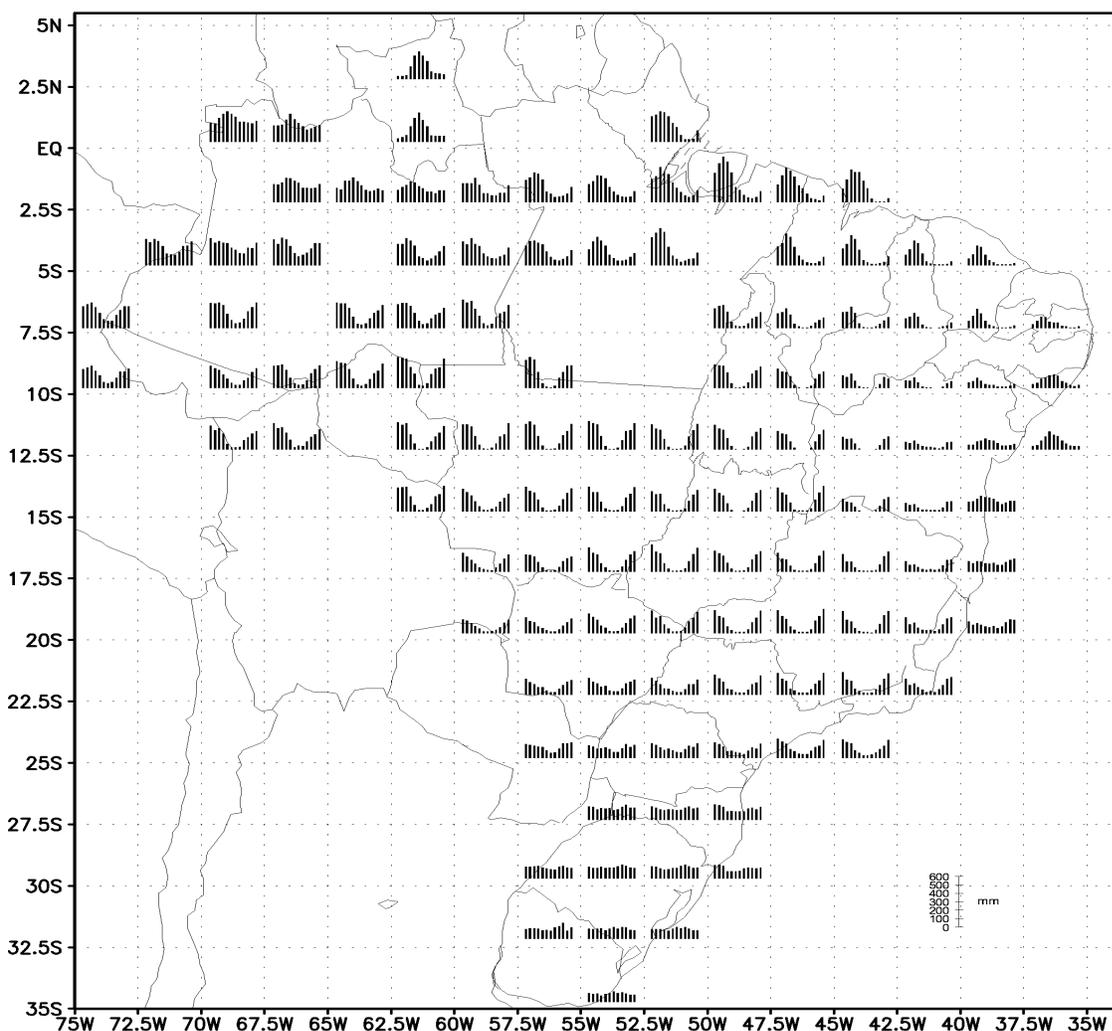


FIGURA 3.39 – CICLO ANUAL DE PRECIPITAÇÃO NO BRASIL NO PERÍODO DE 1956-1992. (FONTE: GRIMM, 2003)

Ao analisar-se o padrão espacial da precipitação nessa região de análise, é possível notar que existem diferenças sub-regionais na quantidade de precipitação e no início da estação chuvosa (Figura 3.39, relativa à Figura 1 de Grimm, 2003). Com base nessa informação, a área do CL brasileiro utilizada aqui foi dividida em 3 sub-áreas, de acordo com essas diferenças sub-regionais (Figura 2.3).

Na sub-área 1, as anomalias de precipitação características do verão estabelecem-se no fim de dezembro e persistem até o final do verão (Figura 3.40a, fase positiva à esquerda e fase negativa à direita), contudo, sua média climatológica é menor. Para os anos anômalos dos modos de novembro e janeiro, o comportamento é semelhante, porém com anomalias mais intensas, principalmente durante o verão (Figura 3.40b, fase positiva à esquerda e fase negativa à direita).

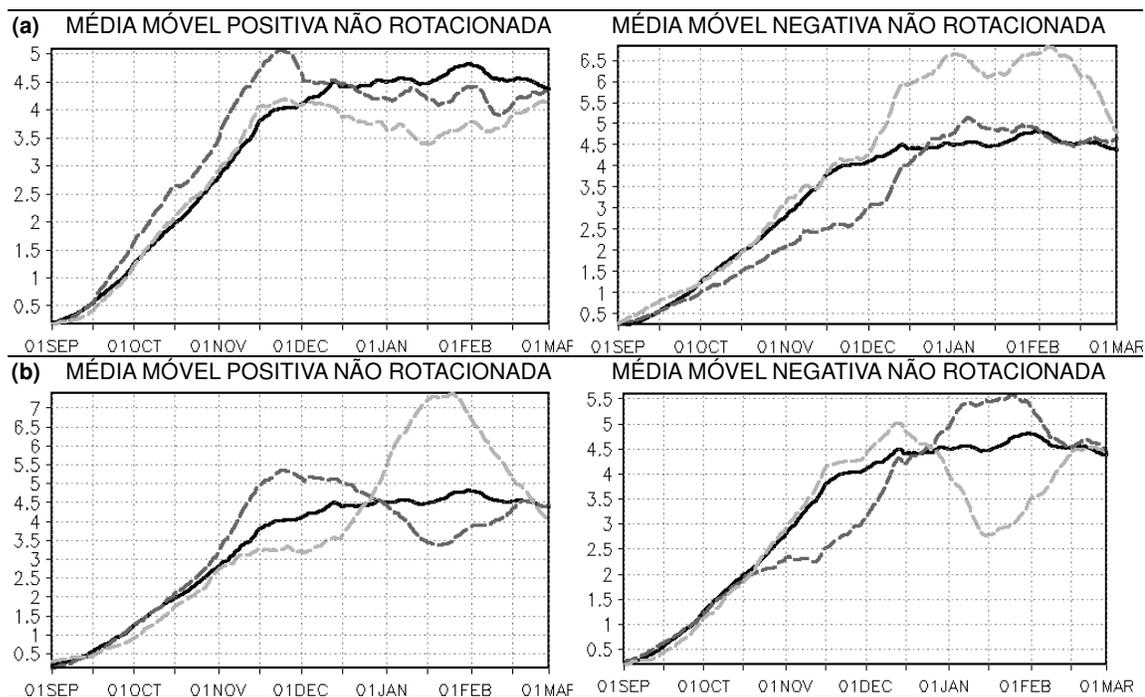


FIGURA 3.40 – MÉDIA MÓVEL DE TRINTA DIAS PARA A SUB-ÁREA 1, NA REGIÃO CENTRO-LESTE, DURANTE AS FASES ANOMALAS DO CP1 DE PRIMAVERA, VERÃO, NOVEMBRO E JANEIRO.

Média móvel de 30 dias para a precipitação média na sub-área 1 do CL do Brasil (de acordo com a Figura 2.3; em mm/dia): (a) à esquerda: fase positiva do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); à direita: média móvel para a fase negativa do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); (b) à esquerda: média móvel para a fase positiva do CP1NOV_PREC (linha tracejada escura) e do CP1JAN_PREC (linha tracejada clara); à direita: média móvel para a fase negativa do CP1NOV_PREC (linha tracejada escura) e do CP1JAN_PREC (linha tracejada clara). A linha sólida representa a média móvel climatológica.

Na sub-área 2, os padrões acompanham a variação da média móvel para a área inteira, contudo, suas anomalias durante o CP1 e o CPR1 tanto de novembro

quanto de janeiro também são mais acentuadas (Figura 3.41b). Além disso, o pico da estação chuvosa ocorre em dezembro.

Na região mais a sul, sobre o Sudeste do Brasil (sub-área 3) os padrões são mais semelhantes aos da área inteira (Figura não mostrada).

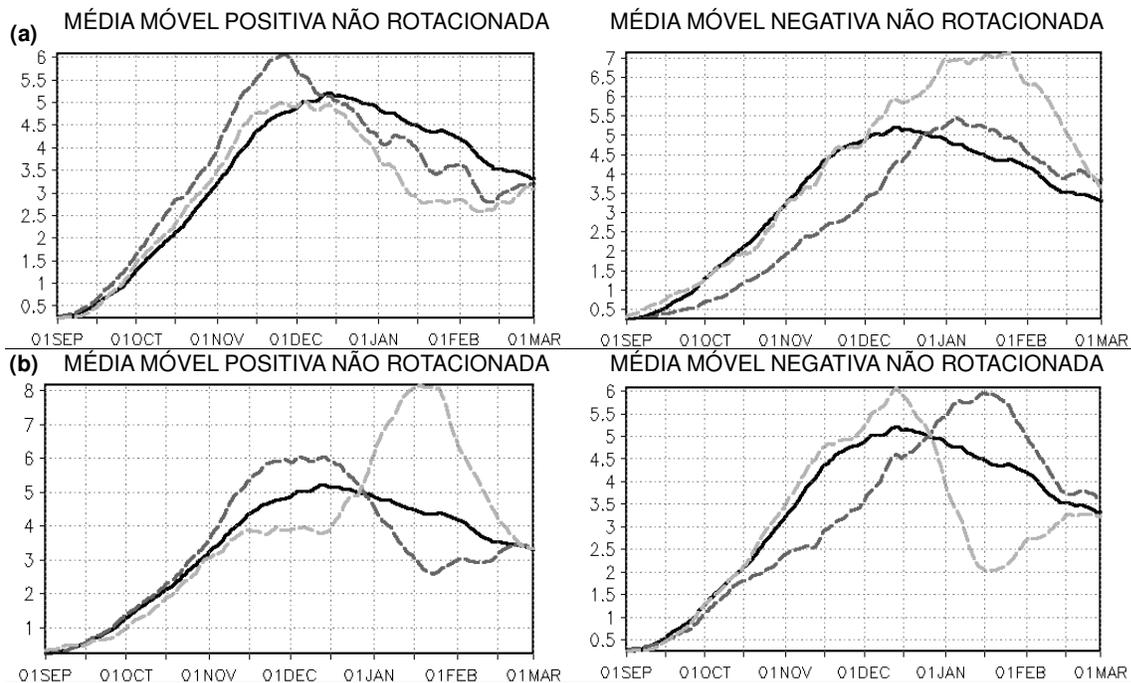


FIGURA 3.41 – MÉDIA MÓVEL DE TRINTA DIAS PARA A SUB-ÁREA 2 NA REGIÃO CENTRO-LESTE, DURANTE AS FASES ANOMALAS DO CP1 DE PRIMAVERA, VERÃO, NOVEMBRO E JANEIRO.

Média móvel de 30 dias para a precipitação média na sub-área 2 do CL do Brasil (de acordo com a Figura 2.3; em mm/dia): (a) à esquerda: fase positiva do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); à direita: fase negativa do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); (b) à esquerda: fase positiva do CP1NOV_PREC (linha tracejada escura) e do CP1JAN_PREC (linha tracejada clara); à direita: fase negativa do CP1NOV_PREC (linha tracejada escura) e do CP1JAN_PREC (linha tracejada clara). A linha sólida representa a média móvel climatológica.

Tanto a correlação dos modos de precipitação com a TSM quanto os campos anômalos e extremos de TSM referentes aos primeiros modos de precipitação apresentam fortes componentes na região do Atlântico sudoeste, próximo à costa Sudeste do Brasil. Estudos anteriores (e.g. BARROS *et al.*, 2000; DOYLE e BARROS, 2002) focaram essa interação, sem contudo chegarem a uma conclusão a respeito da relação causa e efeito: por um lado, as anomalias de precipitação sobre o Sudeste e o CL do Brasil podem forçar as anomalias de TSM nesta região, através do aumento ou da diminuição da quantidade de energia que chega à superfície do mar. Por outro lado, as anomalias de TSM nesta região são capazes de influenciar a circulação local, fortalecendo os processos estabelecidos e

ampliando as anomalias de precipitação ao longo da estação de monções. A fim de se esclarecer a relação entre as anomalias de precipitação no CL e as anomalias de TSM na costa sudeste, fez-se a média móvel de 30 dias das anomalias diárias de TSM em duas regiões da costa, de acordo com a Figura 2.4.

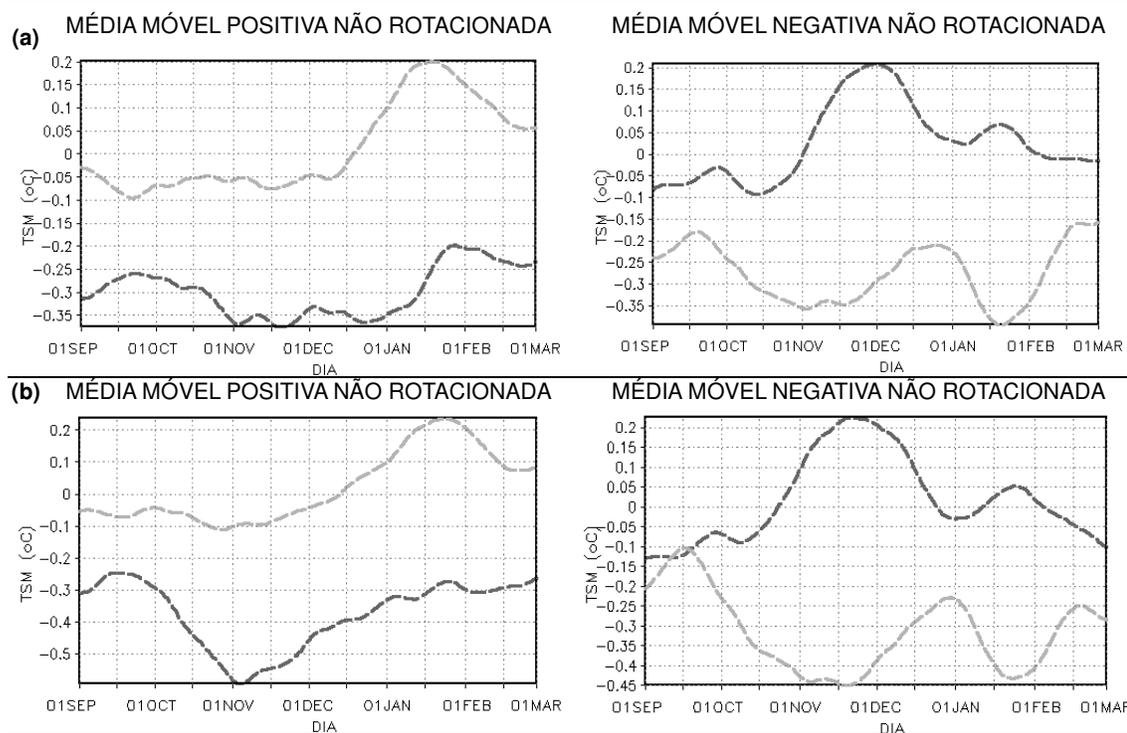


FIGURA 3.42 – MÉDIA MÓVEL DE TRINTA DIAS PARA A TSM NAS ÁREAS NORTE E SUL, DURANTE AS FASES ANOMALAS DO CP1 DE PRIMAVERA E VERÃO.

Média móvel de 30 dias para a TSM na área: (a) norte. À esquerda: a fase positiva do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); à direita: fase negativa do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); (b) sul. À esquerda: fase positiva do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara); à direita: fase negativa do CP1PRI_PREC (linha tracejada escura) e do CP1VER_PREC (linha tracejada clara).

As anomalias de TSM foram mais intensas na região sul da Figura 2.4. Durante a fase positiva do CP1PRI_PREC (Figura 3.42b, à esquerda), as anomalias de TSM foram negativas ao longo de todo o período, com valor mínimo no início de novembro. Assim, as anomalias de TSM (negativas) na primavera são forçadas pelas anomalias positivas de precipitação no CL. Em novembro, a TSM atinge valor mínimo e torna-se crescente. Quando as anomalias de precipitação invertem de sinal, no início de dezembro, as anomalias de TSM já são crescentes, indicando uma possível interação atmosfera-oceano (comparar Figura 3.42b à esquerda e Figura 3.38a, à esquerda).

Durante a fase negativa CP1PRI_PREC (Figura 3.42b, à direita), o comportamento é semelhante, com a TSM respondendo às anomalias de precipitação que ocorrem durante a primavera e se antecipando às anomalias de precipitação de verão (comparar Figura 3.42b à direita e a Figura 3.38, à direita). Em ambos os casos, a TSM reage às anomalias de precipitação durante a primavera. Porém, após um máximo nas anomalias, seu decréscimo precede a reversão das anomalias de precipitação.

Na área norte da Figura 2.4, as anomalias de TSM foram menos intensas (Figura 3.42a). Durante a fase positiva do CP1PRI_PREC, as anomalias de TSM mantiveram-se negativas ao longo de todo o período, com uma diminuição na intensidade das anomalias no início de janeiro, após a diminuição das anomalias de precipitação no CL (comparar Figura 3.42a, à esquerda com Figura 3.38a, à esquerda). Durante a fase negativa, as anomalias de TSM também respondem às anomalias de precipitação, tornando-se positivas no início de novembro, no auge da estação seca (Figura 3.42a, à direita). Após um período de máximas anomalias no início de dezembro, torna-se decrescente sem, contudo, atingir valores negativos. Em janeiro, quando as anomalias de precipitação invertem de sinal, as anomalias de TSM estão bastante próximas a zero (comparar Figura 3.42a, à direita com Figura 3.38a, à direita).

Observando os gráficos da Figura 3.42, nota-se que as anomalias de TSM durante as fases anômalas de primavera estabelecem-se ao mesmo tempo, tanto na área norte quanto na área sul. Durante os anos anômalos do modo de verão, as anomalias de TSM estabeleceram-se mais cedo na área sul apenas durante a fase positiva. Na fase negativa o comportamento permaneceu semelhante.

4 VAZÃO E SUAS RELAÇÕES COM A PRECIPITAÇÃO

4.1 CP'S DE VAZÃO E SUAS CORRELAÇÕES ENTRE SI E COM OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO

4.1.1 Componentes Principais de Vazão

Os dados de vazão aqui utilizados referem-se aos principais aproveitamentos hidrelétricos do Brasil e foram obtidos junto ao ONS (2005). Esses aproveitamentos estão distribuídos conforme a Figura 2.5, na qual também estão representadas as bacias hidrográficas, com seus principais rios, além das quadrículas utilizadas. A partir das séries médias para cada quadrícula, aplicou-se o método da ACP para primavera e verão. Para cada modo de vazão, fez-se a correlação de sua série temporal com os dados de TSM, de maneira semelhante aos modos de precipitação.

O primeiro modo de variabilidade de vazão de primavera (CP1PRI_VAZ – Figura 4.1a, mapa à esquerda) é caracterizado por uma ampla área com anomalias positivas de vazão durante a fase positiva do modo. Essas anomalias estendem-se desde o Paraná até o NE do Brasil, principalmente sobre o oeste de Minas Gerais, abrangendo as bacias do Rio Tocantins (BRT), do Rio São Francisco (BSF), do Atlântico Leste (BAL) e do Rio Paraná (BRP). Sua série temporal apresenta características de variabilidade decadal, com valores positivos da segunda metade da década de 1970 até a metade da década de 1980. Antes de 1975 e depois de 1985 os valores tendem a serem negativos, exceto em 1992, ano de forte EN (Figura 4.1a, gráfico à esquerda). A correlação dessa série temporal com a TSM apresenta poucas regiões com correlação significativa, concentradas principalmente no Pacífico noroeste subtropical, podendo estar relacionada à Oscilação Decadal do Pacífico (Figura 3.43a, mapa à direita).

O segundo modo de variabilidade de vazão de primavera (CP2PRI_VAZ – Figura 4.2a, mapa à esquerda) assemelha-se ao padrão dipolar do CPR1PRI_PREC (Figura 3.1c), porém um pouco deslocado para norte. Um pólo do padrão localiza-se sobre as BSF, BRT e região norte da BAL, e o outro na região Sul do Brasil e nordeste da Argentina (BRU, BAS e BRP), estendendo-se até a porção sul da BAL.

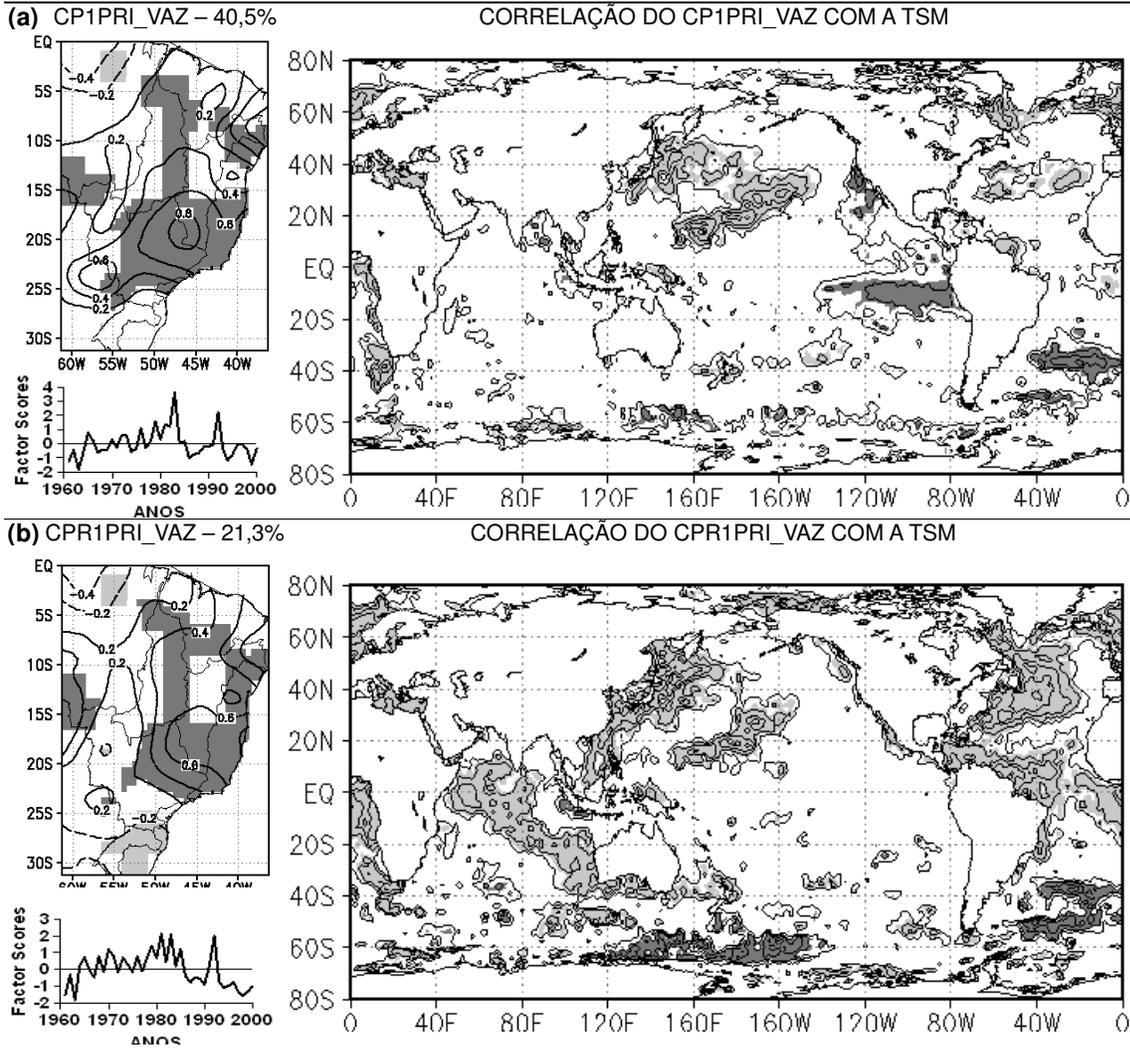


FIGURA 4.1 – PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE VAZÃO DURANTE A PRIMAVERA, SEUS CP'S E A CORRELAÇÃO COM A TSM

Distribuição espacial (*factor loadings*), temporal (componentes principais), variância explicada, e correlação dos componentes principais com TSM, no período 1961-2000. (a) Primeiro modo não rotacionado (CP1PRI_VAZ); (b) primeiro modo rotacionado (CPR1PRI_VAZ). Nos mapas, os valores positivos (negativos) estão sombreados mais escuros (claros), com as isolinhas iniciando em $\pm 0,2$ e com intervalo de 0,2. Somente correlações significativas a 0,05 são sombreadas.

Sua variabilidade temporal apresenta maior componente interanual, porém ainda com forte oscilação interdecadal, com valores negativos também a partir de 1985 (Figura 4.2a, gráfico à esquerda). Sua correlação com a TSM apresenta componentes na região do EN. Contudo, regiões com correlações significativas também aparecem no Oceano Índico e novamente no Atlântico norte, relacionadas à Oscilação Multidecadal do Atlântico (Figura 4.2a, mapa à direita). A presença de correlação significativa na região do EN no Pacífico é coerente com os componentes mais fortes deste modo no Sul do Brasil, que sofre influência significativa de EN.

Localmente, ocorrem anomalias de TSM na costa sudeste do país, também negativas, sinalizando que muita chuva no CL está associada à TSM mais fria junto à costa sudeste, devido à diminuição de radiação na superfície.

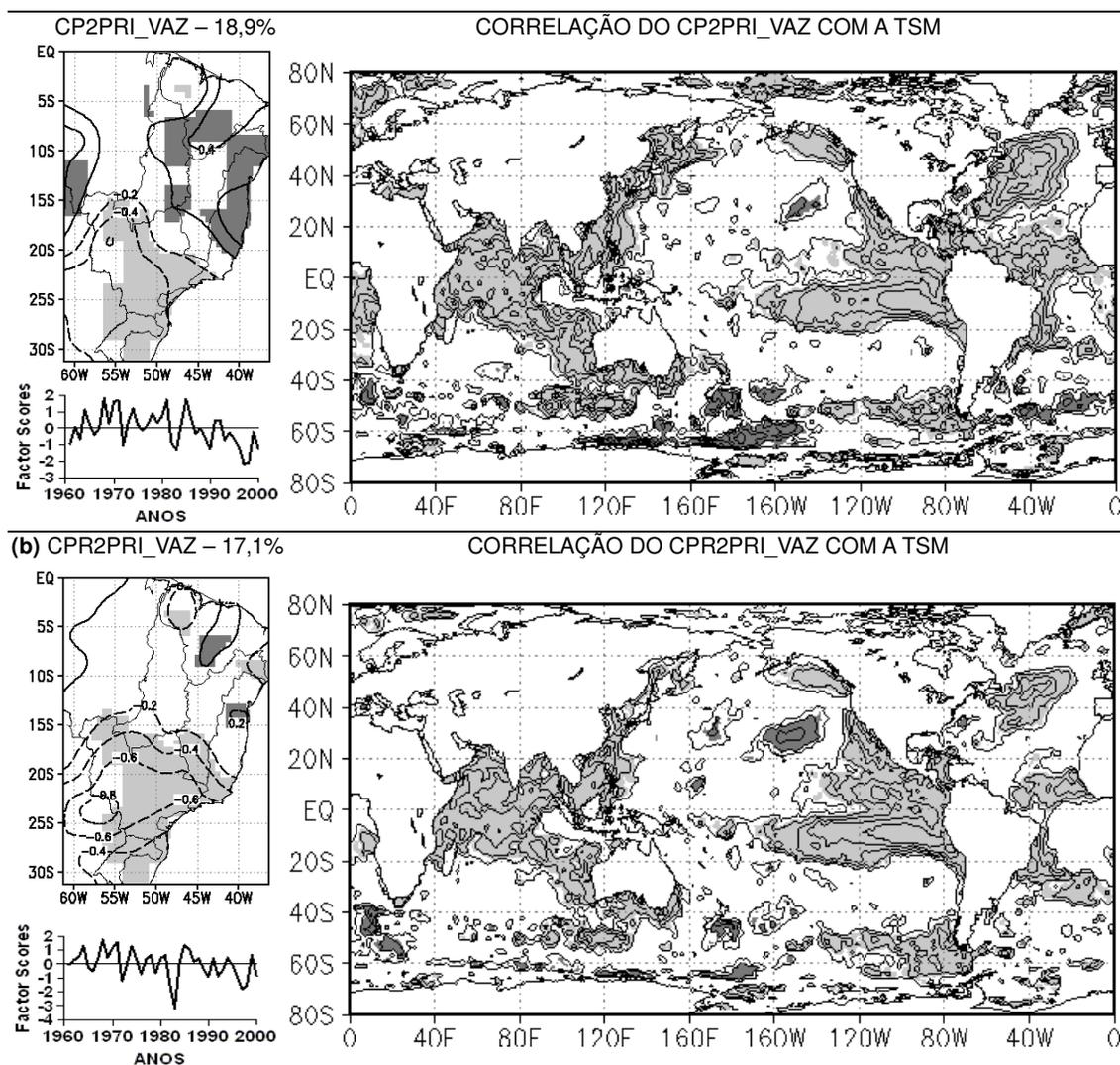


FIGURA 4.2 – SEGUNDOS MODOS DE VARIABILIDADE DE VAZÃO DURANTE A PRIMAVERA, SEUS CP'S E A CORRELAÇÃO COM A TSM

Distribuição espacial (*factor loadings*), temporal (componentes principais), variância explicada, e correlação dos componentes principais com TSM, no período 1961-2000. (a) Segundo modo não rotacionado (CP2PRI_VAZ); (b) segundo modo rotacionado (CPR2PRI_VAZ). Nos mapas, os valores positivos (negativos) estão sombreados mais escuros (claros), com as isolinhas iniciando em $\pm 0,2$ e com intervalo de $0,2$. Somente correlações significativas a $0,05$ são sombreadas.

O segundo modo rotacionado de vazão (CPR2PRI_VAZ – Figura 4.2b, mapa à esquerda) concentra-se principalmente ao longo da BRP e bacias do Sul. Sua variabilidade temporal caracteriza-se por um componente interanual, com forte pico

negativo em 1982, ano de EN (Figura 4.2b, gráfico à esquerda). Sua correlação com a TSM do Pacífico leste é forte e negativa, associando as anomalias negativas de TSM a anomalias negativas de vazão na BRP, o que confirma a relação com ENOS. Nas regiões do Atlântico norte e no Pacífico norte também ocorrem correlações significativas, mais fracas que no caso não rotacionado. (Figura 4.2b, mapa à direita).

De maneira geral, os primeiros modos de vazão durante o verão são semelhantes ao CPR1PRI_VAZ (Figura 4.1b), com anomalias de sinal oposto entre as bacias com nascentes na região CL e aquelas com nascentes no Sul do país. O primeiro modo não rotacionado de variabilidade de vazão de verão (CP1VER_VAZ – Figura 4.3a, mapa à esquerda) apresenta anomalias de vazão deslocadas para oeste em relação ao modo rotacionado de primavera, com maior intensidade no oeste da BRP e nas bacias a norte (BSF, BRT e BAL). Sua série temporal apresenta variabilidade interdecadal, com valores negativos até 1975, positivos entre 1975 e 1985, e tendendo a se tornarem negativos novamente ao longo da década de 1990 (Figura 4.3a, gráfico à esquerda). Sua correlação com a TSM lembra o padrão da Oscilação Decadal do Pacífico, no Pacífico norte, e também apresenta forte sinal no Pacífico leste, em torno de 20°S, junto à costa oeste da AS, similar à correlação na primavera, mas com intensidade diferente. No Atlântico oeste tropical, próximo à costa nordeste e sudeste do Brasil há sinal de TSM reduzida quando a vazão é aumentada no CL do Brasil, indicando a relação inversa entre chuva e TSM naquela área (Figura 4.3a, mapa à direita).

O primeiro modo rotacionado (CPR1VER_VAZ – Figura 4.3b, mapa à esquerda) assemelha-se ao CP1VER_VAZ (Figura 4.3a), contudo as anomalias estão deslocadas para norte e a transição de sinal ocorre no norte da BRP. Sua série temporal apresenta as mesmas características interdecadais do modo não rotacionado, porém com sinal negativo mais evidente na década de 1990 (Figura 4.3b, gráfico à esquerda). Sua correlação com a TSM apresenta os mesmos padrões significativos que no modo não rotacionado, com anomalias menos intensas, localizando-se principalmente ao longo da costa da AS, tanto na região do Atlântico (negativa próxima a costa sudeste) quanto do Pacífico (positiva ao longo do Chile; Figura 4.3b, mapa à direita).

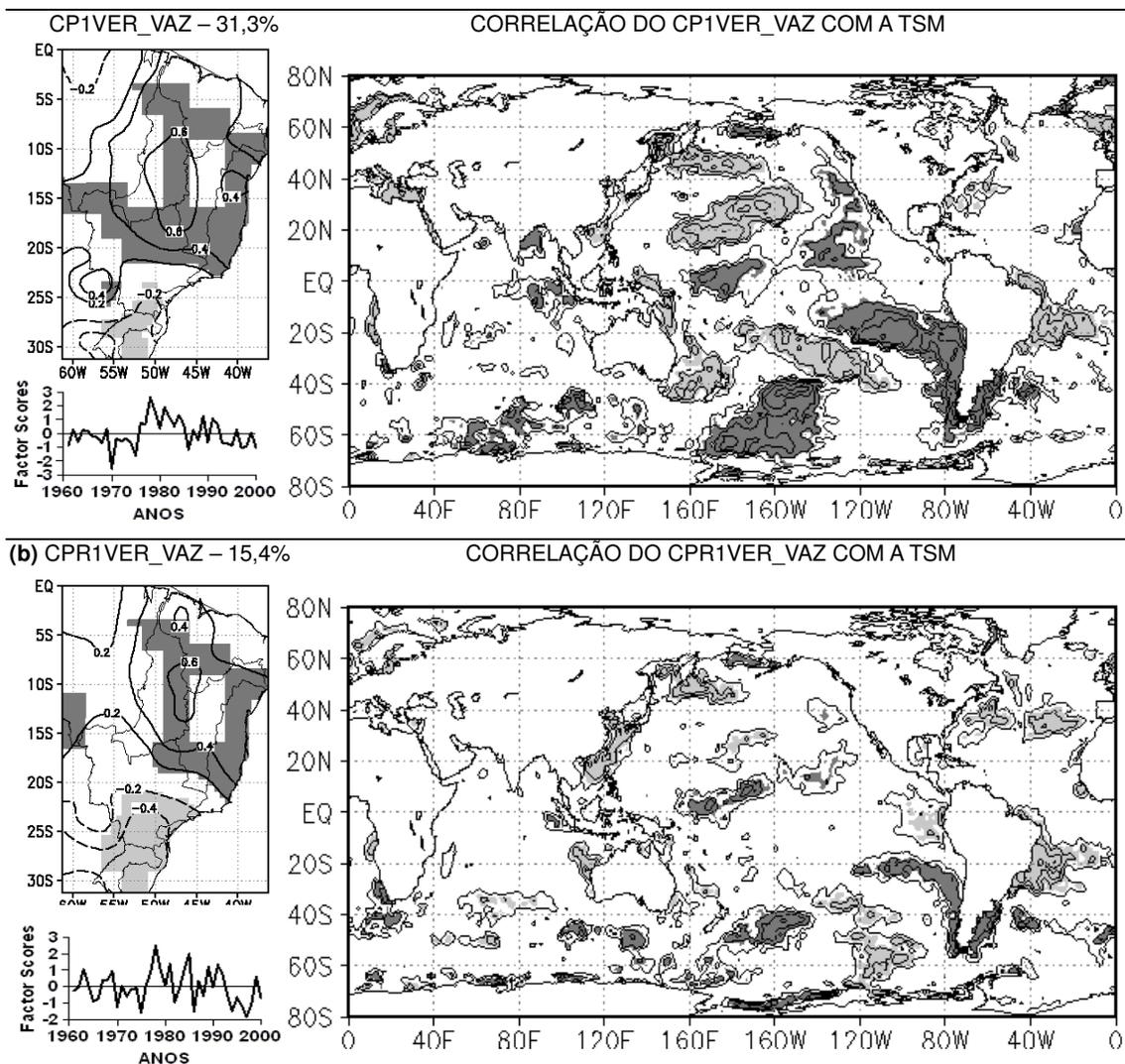


FIGURA 4.3 – PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE DE VAZÃO DURANTE O VERÃO, SEUS CP'S E A CORRELAÇÃO COM A TSM

Distribuição espacial (*factor loadings*), temporal (componentes principais), variância explicada, e correlação dos componentes principais com TSM, no período 1961-2000. (a) Primeiro modo não rotacionado (CP1VER_VAZ); (b) primeiro modo rotacionado (CPR1VER_VAZ). Nos mapas, os valores positivos (negativos) estão sombreados mais escuros (claros), com as isolinhas iniciando em $\pm 0,2$ e com intervalo de $0,2$. Somente correlações significativas a $0,05$ são sombreadas.

Os segundos modos de verão são semelhantes aos segundos modos de primavera. O segundo modo não rotacionado de verão (CP2VER_VAZ – Figura 4.4a, mapa à esquerda) assemelha-se ao CP2PRI_VAZ (Figura 4.2a), com anomalias de vazão mais focalizadas nas bacias da região Sul do país. Sua série temporal apresenta predominância de variabilidade interanual (Figura 4.4a, gráfico à esquerda). A correlação com a TSM apresenta padrões significativos menos extensos do que os observados para o CP2PRI_VAZ, mas também apresenta forte

correlação negativa com TSM no Pacífico leste equatorial, bem como a região próxima à Antártida. No Atlântico ocorre uma pequena região bastante significativa próxima a costa sudeste do Brasil (Figura 4.4a, mapa à direita), relacionada às anomalias de precipitação na região Sul, de acordo com Barros *et al.* (2000).

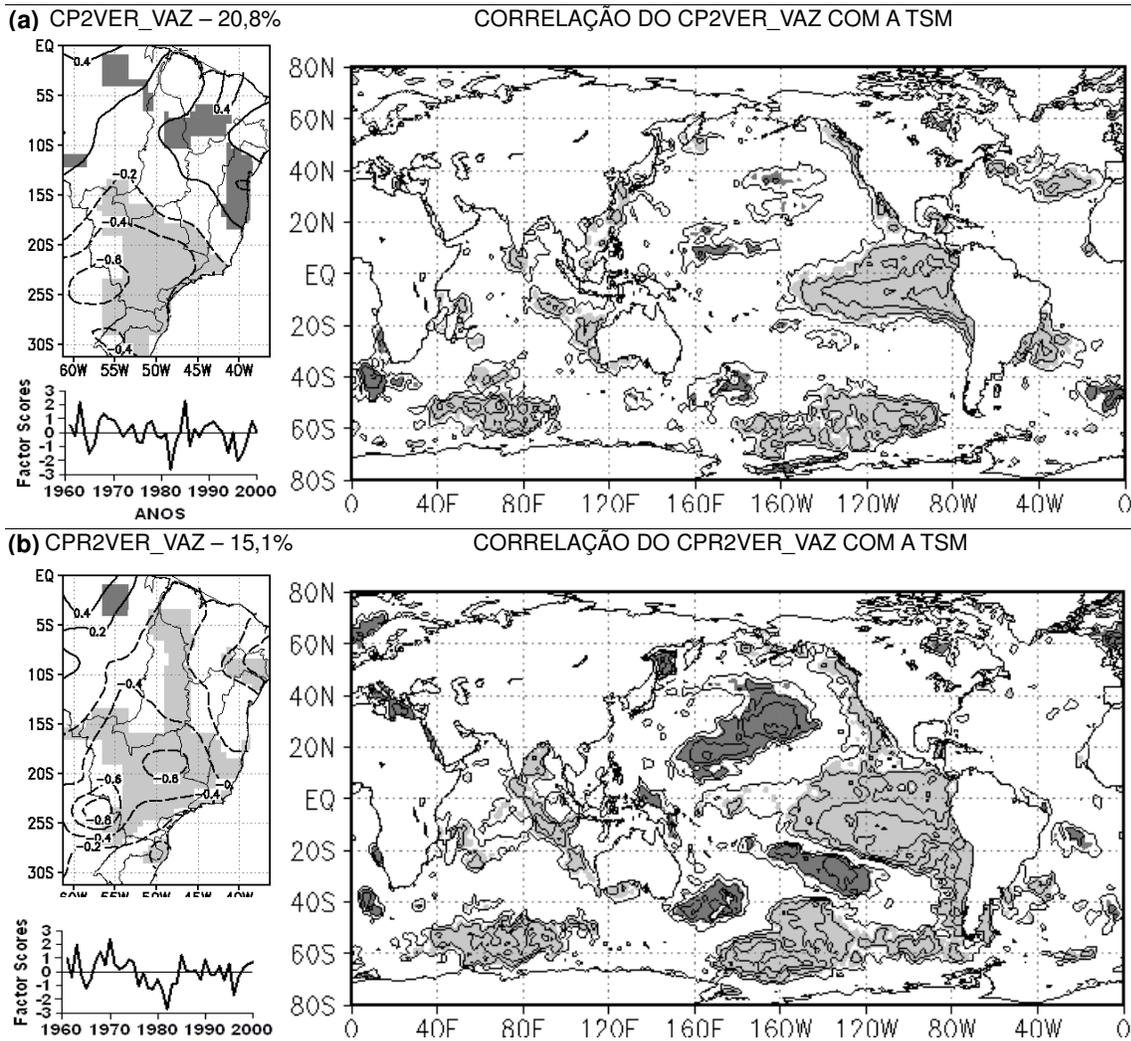


FIGURA 4.4 – SEGUNDOS MODOS DE VARIABILIDADE DE VAZÃO DURANTE O VERÃO, SEUS CP'S E A CORRELAÇÃO COM A TSM

Distribuição espacial (*factor loadings*), temporal (componentes principais), variância explicada, e correlação dos componentes principais com TSM, no período 1961-2000. (a) Segundo modo não rotacionado (CP2VER_VAZ); (b) segundo modo rotacionado (CPR2VER_VAZ). Nos mapas, os valores positivos (negativos) estão sombreados mais escuros (claros), com as isolinhas iniciando em $\pm 0,2$ e com intervalo de 0,2. Somente correlações significativas a 0,05 são sombreadas.

O segundo modo rotacionado de verão (CPR2VER_VAZ – Figura 4.4b, mapa à esquerda) assemelha-se ao CPR2PRI_VAZ (Figura 4.2b), porém com sinal menos intenso na região Centro-Oeste do Brasil, estendendo-se também ao longo da BRT. Sua série temporal apresenta um componente decadal, com sinal positivo

até 1975 e após 1985, e negativo entre 1975 e 1985 (Figura 4.4b, gráficos à esquerda). As áreas de correlação mais significativa com TSM apresentam-se também sobre o Pacífico leste, estendendo-se desde o equador até os subtropicais. Essa área é acompanhada por anomalias de mesmo sinal (negativas) no Pacífico central extratropical e Índico central extratropical, ambos próximos à costa da Antártida, e áreas com sinal oposto (positivas) no Pacífico central, ao norte e ao sul do equador, fortemente relacionadas a eventos ENOS (Figura 4.4b, mapas à direita).

Embora haja algumas diferenças entre os modos de primavera e verão, rotacionados e não rotacionados, e suas relações com TSM, algumas características gerais podem ser delineadas. Os primeiros modos de ambas as estações retratam a variabilidade da vazão principalmente sobre uma ampla região abrangendo o CL e Nordeste do Brasil, que tem fortes componentes interdecadais e revela relação com alguns padrões de TSM associados com modos climáticos de variabilidade interdecadal. Os segundos modos de primavera e verão (Figura 4.2a – CP2PRI_VAZ, 4.2b – CPR2PRI_VAZ, 4.4a – CP2VER_VAZ e 4.4b – CPR2VER_VAZ) têm componentes mais intensos sobre a Bacia do Paraná - Prata e Sul do Brasil, revelando relação mais forte com TSM na região do Pacífico afetada por ENOS. As anomalias de TSM associadas com os segundos modos de primavera são mais extensas, espalhando-se mais sobre o Atlântico Norte e o Índico, além do Pacífico. Já as anomalias de TSM associadas com os segundos modos de verão concentram-se principalmente no Pacífico. Isto pode indicar uma influência maior da Oscilação Multidecadal do Atlântico na primavera que no verão.

A correlação entre os CP's da vazão e a TSM não dá indicações tão claras de forçantes físicas quanto a correlação entre os CP's de chuva e TSM, pois as vazões integram precipitação de várias regiões, que sofrem influências diferentes sobre a sua variabilidade de precipitação. Além disto, as vazões de verão ainda trazem a influência das chuvas de primavera. Portanto, é temerário tirar conclusões categóricas destes resultados.

4.1.2 Relações entre os CP's de Vazão na Primavera e no Verão

A relação de inversão entre as anomalias de precipitação no CL e no SEAS da primavera para o verão não é tão evidente entre os CP's de vazão, pois de

maneira geral as bacias apresentam grande memória, com as anomalias de vazão da primavera persistindo até meados do verão. Além disso, algumas bacias sofrem influência da umidade do solo e do lençol freático, podendo apresentar anomalias de vazão com tempo de resposta de até dois anos após as anomalias de precipitação.

O CP1PRI_VAZ está positivamente correlacionado com o CP1VER_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5a), evidenciando a importância do tempo de resposta das bacias às anomalias de precipitação. Durante a primavera, as anomalias de vazão estão bastante concentradas em Minas Gerais, principalmente nas cabeceiras das bacias que escoam para norte (BRT e BSF, principalmente). Durante o verão, as anomalias de vazão são menos intensas e mais homoganeamente distribuídas, principalmente na região CL e Nordeste. Considerando que as anomalias de precipitação tendem a inverter de sinal entre a primavera e o verão no CL do país, a manutenção do sinal das anomalias de vazão nessas regiões mostra a importância do tempo de resposta de suas bacias às anomalias de precipitação ocorridas durante a primavera. No Sul, ocorrem anomalias de sinal oposto ao CL durante o verão, que não existiam no modo de primavera, relacionadas a anomalias locais de precipitação.

TABELA 4.1 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRIMAVERA E VERÃO NÃO ROTACIONADOS DE VAZÃO

	CP1PRI_VAZ	CP2PRI_VAZ
CP1VER_VAZ	0,43	0,19
CP2VER_VAZ	-0,3	0,44

As áreas sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

O modo CP1PRI_VAZ de primavera também está negativamente correlacionado com o CP2VER_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5b). Neste caso, quando as anomalias de vazão na primavera sobre o CL e NE do país são positivas, as anomalias de vazão no verão serão positivas nas bacias que escoam para sul e fracamente negativas nas BSF, BRT e BAL. No caso anterior, as mesmas anomalias de vazão durante a primavera resultam em anomalias positivas de vazão no verão nessas bacias, e também na região norte da BRP, e negativas no Sul do país.

Com isso, esses dois modos de verão são, aparentemente, antagônicos entre si: ou as anomalias de vazão que dominam o primeiro modo da primavera escoam predominantemente para o norte (conforme indicado pela correlação entre CP1PRI_VAZ e CP1VER_VAZ – Figura 4.5a) ou predominantemente para sul

(conforme indicado pela correlação entre CP1PRI_VAZ e CP2VER_VAZ – Figura 4.5b). A primeira opção é a mais freqüente (pois a correlação neste caso é maior), e indica a prevalência do efeito do tempo de resposta sobre a correlação, enquanto a segunda pode indicar o efeito da inversão das anomalias locais de precipitação entre primavera e o verão sobre as vazões. Além disto, a distribuição das chuvas na primavera um pouco mais para norte (1ª opção) ou um pouco mais para sul (2ª opção) pode influir na ocorrência de uma ou outra opção.

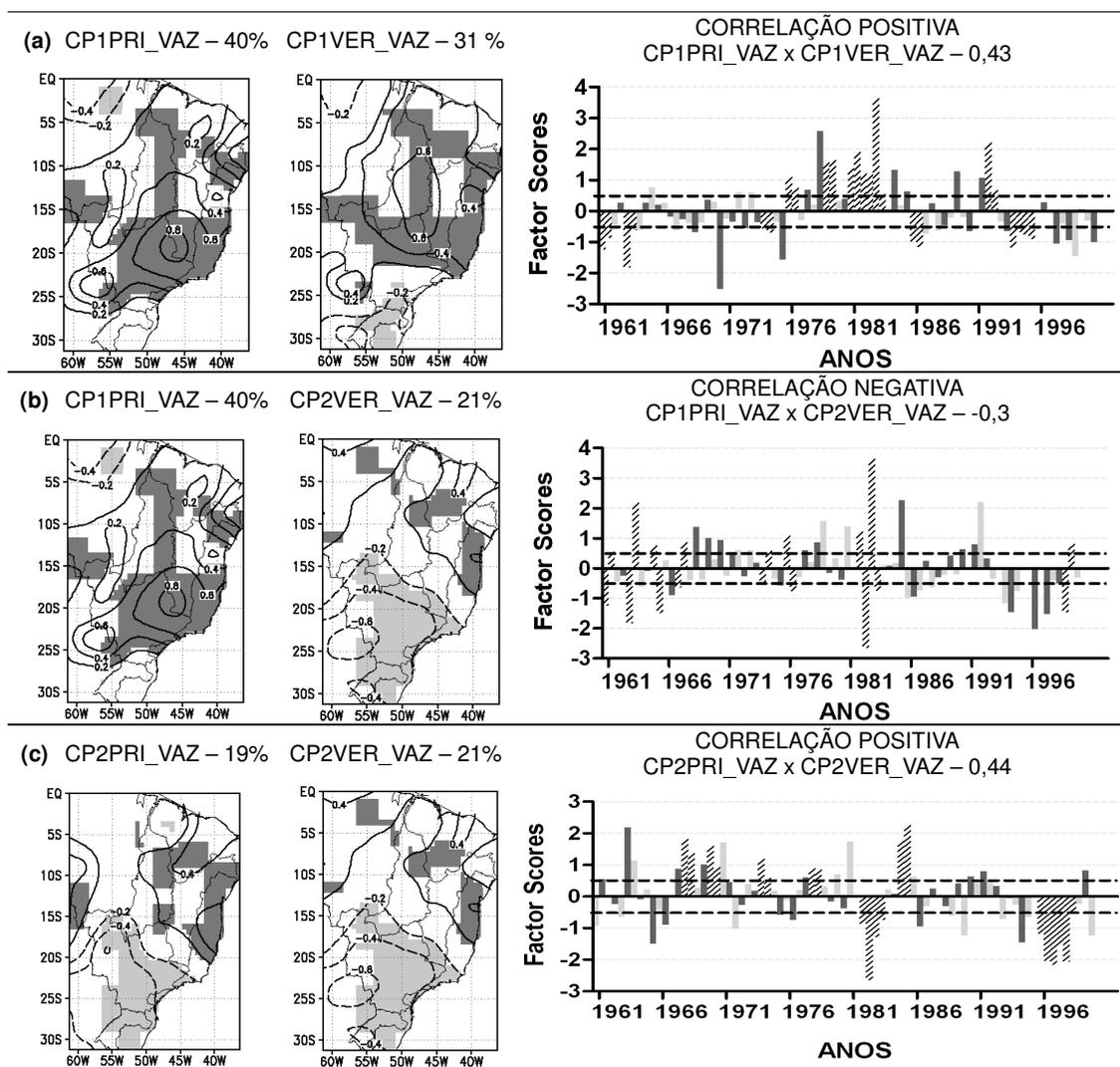


FIGURA 4.5 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRIMAVERA E VERÃO NÃO ROTACIONADOS DE VAZÃO

Modos de variabilidade de vazão de primavera (à esquerda), verão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CP1PRI_VAZ e CP1VER_VAZ; (b) CP1PRI_VAZ e CP2VER_VAZ; (c) CP2PRI_VAZ e CP2VER_VAZ. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de primavera (verão); as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

O CP2VER_VAZ também está positivamente correlacionado com o CP2PRI_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5c). Neste caso, as anomalias de vazão durante a primavera são de mesmo sinal que aquelas durante o verão nas BSF, BRT e BAL. As bacias a sul (BRP, BRU e BAS) apresentam sinal oposto às bacias no CL, mantendo o sinal da primavera para o verão. Novamente, evidencia-se a relação entre o tempo de resposta das bacias e a persistência das anomalias de vazão.

A correlação entre os modos rotacionados de primavera e verão também evidencia a relação de persistência devida ao tempo de resposta das bacias. A correlação do CPR1PRI_VAZ com o CPR1VER_VAZ (Tabela 4.2 e Figura 4.6a) é positiva e mostra que as anomalias de vazão nas BRT, BSF e BAL persistem da primavera para o verão, bem como as anomalias da BRU e BAS. Já as anomalias de vazão na porção norte da BRP apresentam inversão de sinal, respondendo às anomalias locais de precipitação durante o verão. A região sul da BRP mantém seu sinal ao longo da primavera para o verão.

TABELA 4.2 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRIMAVERA E VERÃO ROTACIONADOS DE VAZÃO

	CPR1PRI_VAZ	CPR2PRI_VAZ
CPR1VER_VAZ	0,35	0,3
CPR2VER_VAZ	-0,28	0,45

As áreas sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

Esse mesmo modo de vazão de primavera está negativamente correlacionado com o CPR2VER_VAZ (Tabela 4.2, Figura 4.6b), evidenciando a resposta das anomalias de vazão da BRP durante o verão, principalmente de sua porção oeste, às anomalias de vazão de primavera que ocorrem em sua cabeceira. Assim, durante a fase positiva do modo de primavera, ocorrem anomalias positivas de vazão na cabeceira da BRP que se refletem em anomalias positivas de vazão na porção noroeste da bacia, relativas à fase negativa do CP2VER_VAZ. Essa relação também é verdadeira para a BRT, ao longo da qual as anomalias de vazão se mantêm da primavera para o verão, porém com menor intensidade.

O CPR2PRI_VAZ está relacionado a anomalias de vazão no Centro-Oeste e na BRP, positivamente correlacionado aos dois modos de vazão no verão (Tabela 4.2, Figuras 4.6c – CPR1VER_VAZ – e 4.6d – CPR2VER_VAZ). Em ambos os casos, as anomalias de vazão durante a primavera estão associadas a anomalias de vazão de mesmo sinal na BRP durante o verão.

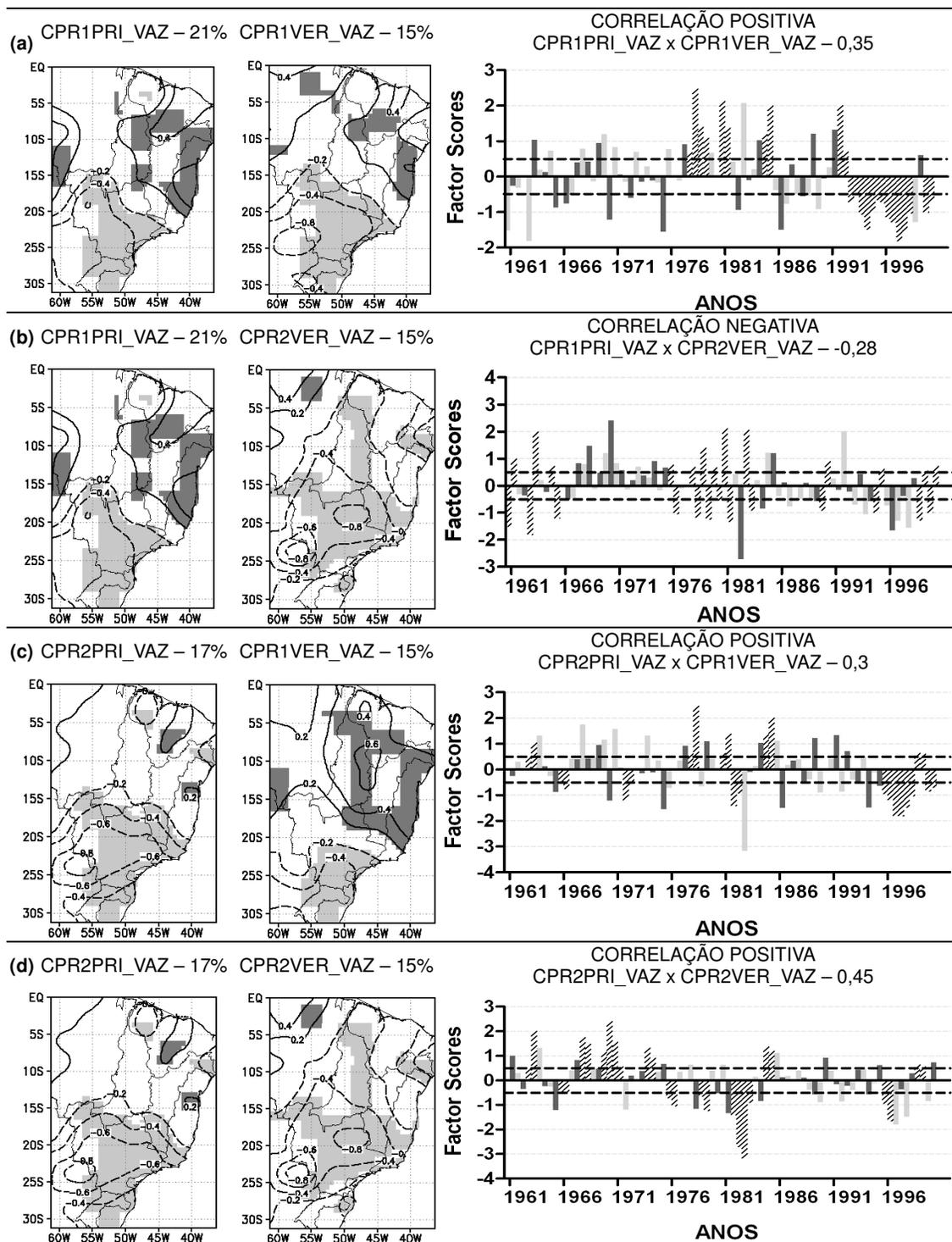


FIGURA 4.6 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRIMAVERA E VERÃO ROTACIONADOS DE VAZÃO

Modos de variabilidade de vazão de primavera (à esquerda), verão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CPR1PRI_VAZ e CPR1VER_VAZ; (b) CPR1PRI_VAZ e CPR2VER_VAZ; (c) CPR2PRI_VAZ e CPR1VER_VAZ; (d) CPR2PRI_VAZ e CPR2VER_VAZ. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de primavera (verão); as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

Observando as anomalias de vazão e também a relação existente entre elas, é possível notar que, em alguns casos, as anomalias de vazão são respostas diretas às anomalias de precipitação. Em outros casos, a relação se deve ao tempo de resposta e a persistência das anomalias em cada bacia. Dessa maneira, é interessante analisar a correlação entre os modos de vazão e os modos de precipitação, uma vez que aqueles são respostas a esses, integrados ao longo da bacia.

4.1.3 Correlação entre os Modos de Vazão e de Precipitação

CP1PRI_PREC está positivamente correlacionado tanto com o CP1PRI_VAZ quanto com o CP2PRI_VAZ (Tabela 4.3 e Figuras 4.7a e 4.7b). Ambos os modos representam as anomalias de vazão tanto ao longo das bacias que escoam para norte quanto daquelas que escoam para sul.

TABELA 4.3 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA

	CP1PRI_PREC	CP2PRI_PREC
CP1PRI_VAZ	0,24	0,64
CP2PRI_VAZ	0,51	-0,32

As áreas sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

Na relação entre o modo de precipitação CP1PRI_PREC e o modo de vazão CP1PRI_VAZ (Tabela 4.3 e Figura 4.7a), que é mais fraca que as outras relações a serem discutidas, as anomalias de precipitação no CL estão associadas com anomalias de vazão distribuídas de forma mais homogênea ao longo das BRT, BSF, BAL e BRP (Figura 4.7a). Na relação desse modo de precipitação com o CP2PRI_VAZ (Tabela 4.3 e Figura 4.7b), as anomalias de vazão estão mais localizadas sobre a BRT, BSF e BAL, em resposta às mesmas anomalias de precipitação sobre o CL. Esta relação será analisada a partir da avaliação dos anos em que os CP's de ambos os modos foram maiores (menores) que $0,5\sigma$ ($-0,5\sigma$).

Na relação do CP1PRI_PREC com o CP1PRI_VAZ, os anos em que ambos os modos apresentaram CP's de mesmo sinal ocorreram quase que exclusivamente em anos EN fracos (Tabela 4.4, à esquerda, em negrito), tanto durante a fase positiva quanto negativa. Para a relação entre o CP1PRI_PREC com o CP2PRI_VAZ, a fase positiva é mais freqüente em anos LN ou neutros (Tabela 4.4, à

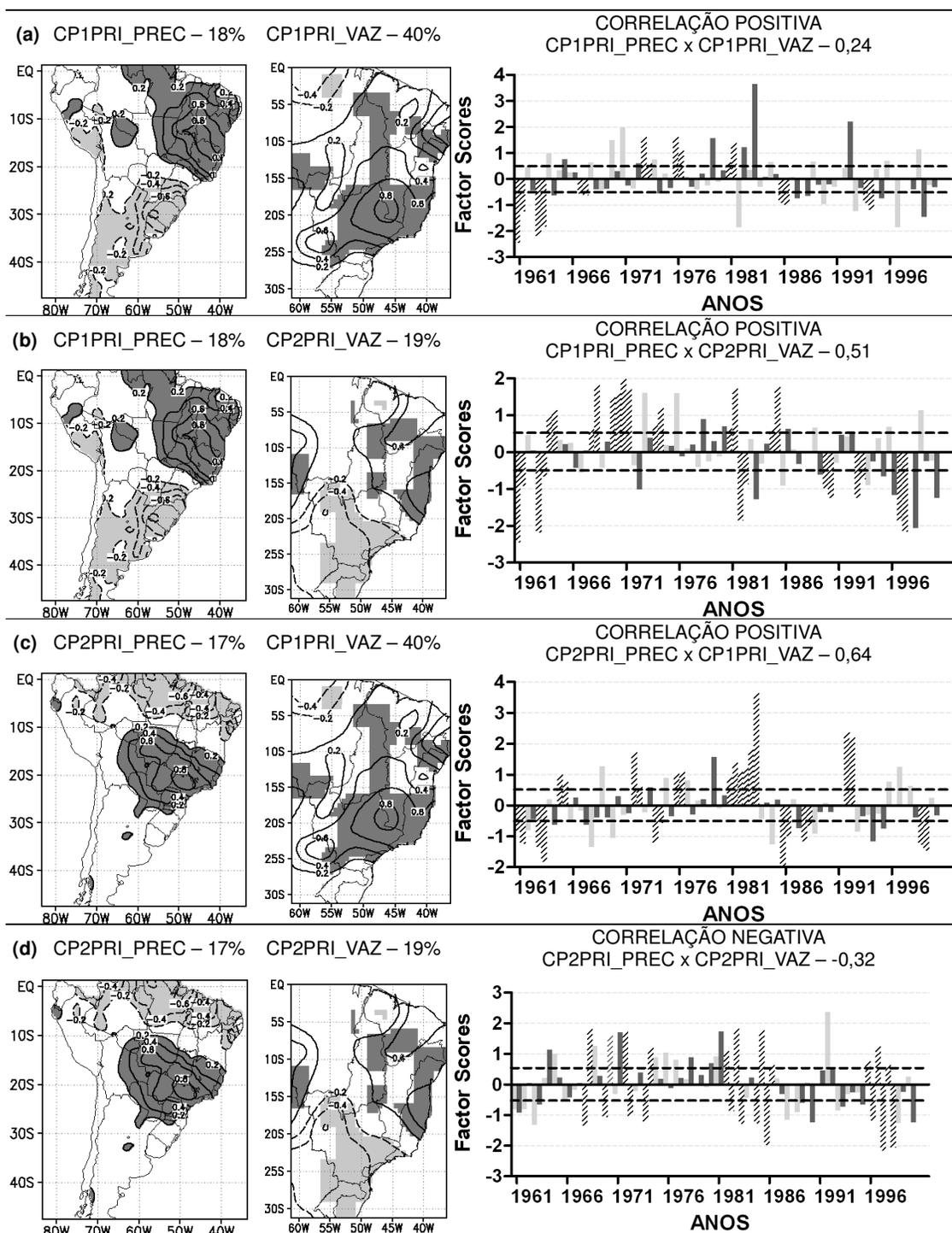


FIGURA 4.7 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA

Modos de variabilidade de primavera de precipitação (à esquerda), de vazão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CP1PRI_PREC e CP1PRI_VAZ; (b) CP1PRI_PREC e CP2PRI_VAZ; (c) CP2PRI_PREC e CP1PRI_VAZ; (d) CP2PRI_PREC e CP2PRI_VAZ. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de $0,2$ e valores positivos (negativos) são sombreados escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de precipitação (vazão); as barras hachuradas representam anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

direita, sublinhada) e a fase negativa em anos de EN ou neutros também (Tabela 4.4, à direita, em negrito). Contudo, não está claro que fator determina o modo das anomalias de vazão em decorrência às anomalias de precipitação.

TABELA 4.4 – ANOS EM QUE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO FORAM AMBOS ACIMA (OU ABAIXO) DE $0,5\sigma$ ($-0,5\sigma$)

CP1PRI_PREC X CP1PRI_VAZ		CP1PRI_PREC X CP2PRI_VAZ	
POSITIVOS	NEGATIVOS	POSITIVOS	NEGATIVOS
<u>73</u> , 76 , 81	61, 63 , 67 , 86 , 94	64, 68, <u>70</u> , <u>71</u> , 74, 81, 85	61, 63 , 82 , 90, 93, 97

Anos de EN em negrito; anos de LN sublinhados. Anos normais não apresentam marcação.

O segundo modo de precipitação de primavera (CP2PRI_PREC) também está associado aos dois modos de vazão. No primeiro caso, o CP2PRI_PREC está positivamente correlacionado com o CP1PRI_VAZ (Tabela 4.3 e Figura 4.7c), com anomalias de precipitação sobre o Sudeste do Brasil associadas a anomalias de vazão de mesmo sinal nas bacias que escoam para norte, além da BAL e a BRP. A correlação entre o CP2PRI_PREC e o CP2PRI_VAZ é negativa, estando as anomalias de precipitação sobre o SE do Brasil associadas a anomalias de mesmo sinal nas bacias que escoam para sul, e a anomalias de sinal oposto nas bacias que escoam para norte (Tabela 4.3 e Figura 4.7d). Neste caso, também ocorrem anomalias de vazão de sinais opostos no Nordeste entre as duas relações. Contudo, não está claro qual o fator que influencia as anomalias de vazão nessa região.

A correlação entre os modos rotacionados de precipitação e vazão reforça algumas relações encontradas entre os modos não rotacionados. A correlação entre o CPR1PRI_PREC e o CPR1PRI_VAZ é positiva e está associada à resposta das bacias às anomalias de precipitação (Tabela 4.5 e Figura 4.8a), da mesma maneira que a correlação do CP1PRI_PREC com o CP2PRI_VAZ (Figura 4.7b). Ambos os casos representam as anomalias de vazão que ocorrem em resposta às anomalias de precipitação ao longo da primavera, integradas ao longo de toda a bacia. Com isso, as anomalias de precipitação que ocorreram apenas sobre o CL, são propagadas até o Nordeste e o Norte por meio das BRT e BSF, principalmente.

A correlação negativa do CPR2PRI_PREC com o CPR2PRI_VAZ evidencia as anomalias de precipitação que ocorrem sobre o Sudeste do país, principalmente sobre São Paulo, e as anomalias de vazão por elas causadas, principalmente ao longo da BRP (Tabela 4.5 e Figura 4.8b). Dessa forma, anomalias positivas (negativas) de precipitação sobre o Sudeste, relativas à fase positiva (negativa) do

modo, estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) de vazão sobre as BRP, referentes à fase negativa (positiva) do modo.

TABELA 4.5 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA

	CPR1PRI_PREC	CPR2PRI_PREC
CPR1PRI_VAZ	0,58	0,16
CPR2PRI_VAZ	0,02	-0,72

As áreas sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

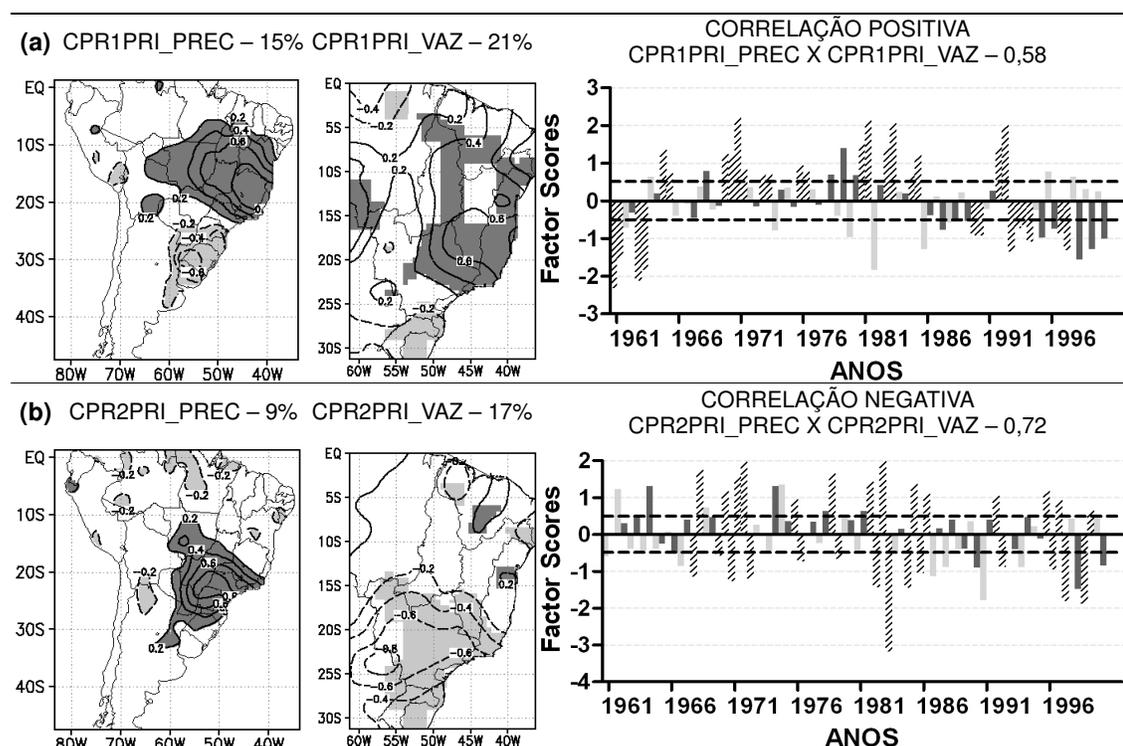


FIGURA 4.8 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO ROTACIONADOS DE PRIMAVERA

Modos de variabilidade de primavera de precipitação (à esquerda), de vazão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CPR1PRI_PREC e CPR1PRI_VAZ; (b) CPR2PRI_PREC e CPR2PRI_VAZ. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de precipitação (vazão); as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

Durante o verão, o CP1VER_PREC está negativamente relacionado tanto ao CP1VER_VAZ (Tabela 4.6 e Figura 4.9a), quanto ao CP2VER_VAZ (Tabela 4.6 e Figura 4.9b). Em ambos os casos, as anomalias de precipitação e vazão no CL e no Sul do país apresentam o mesmo sinal. Entretanto, na primeira relação, as anomalias de vazão na cabeceira da BRP têm o mesmo sinal que as anomalias de

precipitação do CL, enquanto que no segundo, as anomalias de vazão apresentam o mesmo sinal que as anomalias de precipitação sobre o SEAS.

TABELA 4.6 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NÃO ROTACIONADOS DE VERÃO

	CP1VER_PREC	CP2VER_PREC
CP1VER_VAZ	-0,56	0,38
CP2VER_VAZ	-0,51	-0,44

As áreas sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

A BRP pode ser dividida em duas regiões, de acordo com o regime de precipitação que a influencia e cuja fronteira está ao longo do rio Tietê e sua sub-bacia. Na região ao sul do rio Tietê (sul de São Paulo e no Paraná), as anomalias de vazão sofrem influência tanto das anomalias de precipitação ao longo da primavera, relacionadas ao CP2PRI_PREC, quanto das anomalias de precipitação que ocorrem no Sul durante o verão, ambas de mesmo sinal e contribuindo positivamente para as anomalias de vazão observadas na bacia. Na região ao norte do rio Tietê, as anomalias de vazão durante o verão são influenciadas, principalmente, pelas anomalias de precipitação no CL, que tendem a apresentar sinal oposto às anomalias no Sul. Ambas as relações envolvendo o CP1VER_PREC (Figura 4.9a – CP1VER_VAZ, e 4.9b – CP2VER_VAZ) apresentam essa transição, que ocorre mais a sul no primeiro caso em relação ao segundo.

Com isso, é possível que a região de transição entre as anomalias positivas e negativas na BRP seja determinada pelas condições antecedentes de precipitação, juntamente a intensidade das anomalias de precipitação em cada região do dipolo. A relação entre o CP1VER_PREC e o CP1VER_VAZ (Figura 4.9a) pode estar associada a anomalias mais intensas na área norte o dipolo, precedidas por anomalias de precipitação sobre São Paulo, relacionadas à ZCAS, durante a primavera. Na relação entre o CP1VER_PREC e o CP2VER_VAZ (Figura 4.9b), é possível que as anomalias de precipitação sejam mais intensas na região Sul, e antecedidas por anomalias de mesmo sinal na região da ZCAS durante a primavera, porém deslocadas para norte em relação ao caso anterior. Contudo, não se pode afirmar com certeza quais as condições antecedentes de umidade que influenciam cada caso.

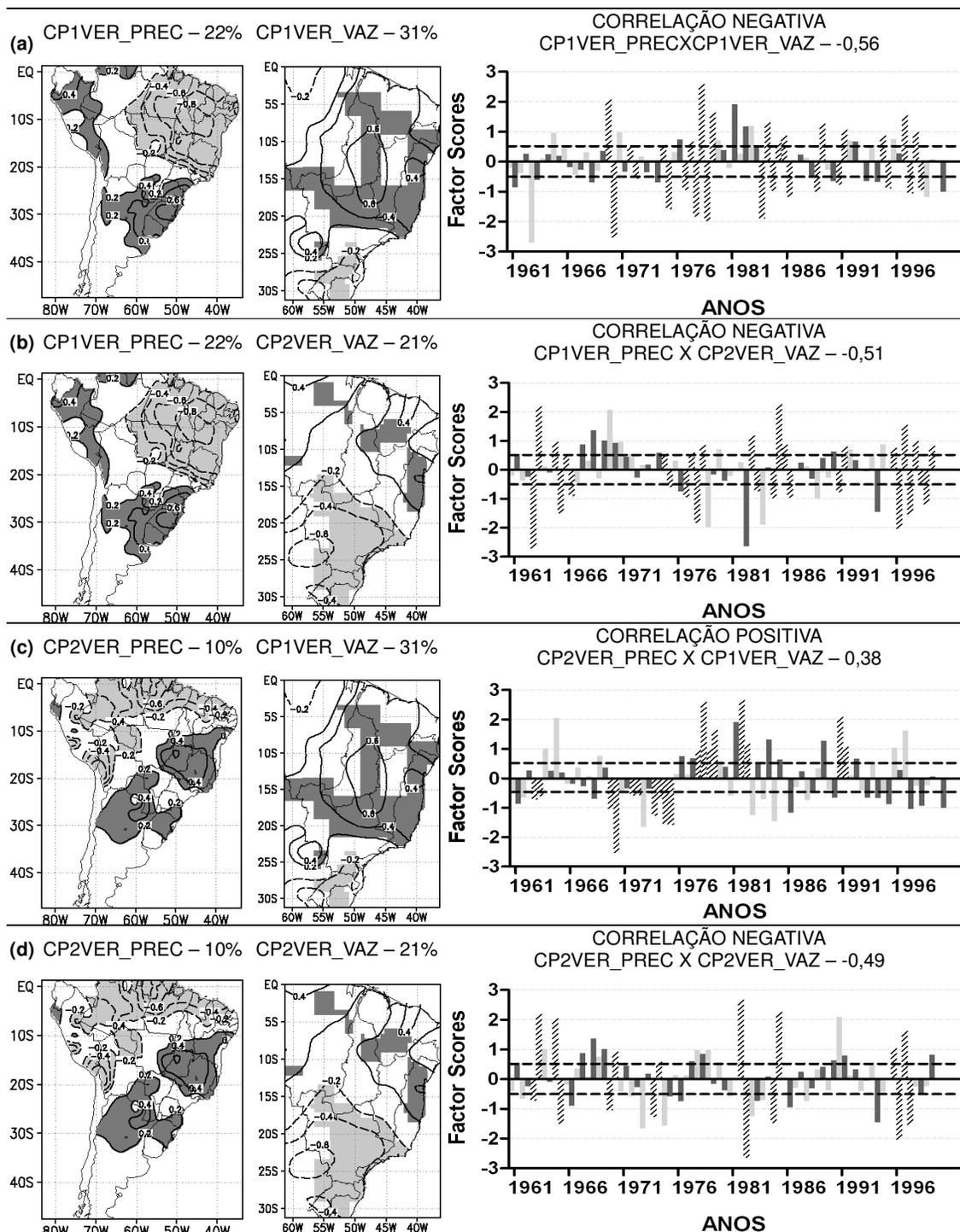


FIGURA 4.9 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NÃO ROTACIONADOS DE VERÃO

Modos de variabilidade de verão de precipitação (à esquerda), de vazão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CP1VER_PREC e CP1VER_VAZ; (b) CP1VER_PREC e CP2VER_VAZ; (c) CP2VER_PREC e CP1VER_VAZ; (d) CP2VER_PREC e CP2VER_VAZ. Nos mapas, as isolinhas representam os Factor Loadings, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de precipitação (vazão); as barras hachuradas representam anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

O segundo modo de precipitação de verão também está relacionado aos dois primeiros modos de vazão, com menos intensidade. O CP2VER_PREC está positivamente correlacionado ao CP1VER_VAZ (Tabela 4.6 e Figura 4.9c), relacionando as anomalias de precipitação no CL e no SEAS a anomalias de vazão de mesmo sinal nas BRT, BSF, BAL e no norte da BRP e de sinal oposto no sul da BRP e nas BRU e BAS. A correlação negativa entre esse modo de precipitação e o CP2VER_VAZ (Tabela 4.6 e Figura 4.9d) associa as mesmas anomalias de precipitação a anomalias de vazão de sinal oposto na BSF, BAL e BRT e de mesmo sinal na BRP e no Sul. Na primeira relação, entre o CP2VER_PREC e o CP1VER_VAZ, as anomalias de vazão ao longo da BRT, BSF e BAL e no norte da BRP respondem diretamente às anomalias de precipitação ocorridas principalmente sobre o CL do país (Figura 4.9c). No sul, as anomalias apresentam pouca intensidade.

Na segunda relação, as anomalias de vazão sobre a BRP e o Sul estendem-se para norte, abrangendo toda a BRP (Figura 4.9d). Para analisar essa relação, deve-se lembrar que este modo de precipitação está associado ao CP2PRI_PREC (Figura 3.32d), durante o qual ocorrem anomalias sobre o Sudeste do país, na região da BRP. Neste caso, as anomalias de precipitação são positivas (negativas) durante a primavera e concentram-se sobre o Sudeste, estando associadas a anomalias positivas (negativas) de precipitação no CL e no SEAS durante o verão. Sobre a BRP ocorrem anomalias positivas (negativas) de precipitação tanto na primavera, principalmente sobre a sua porção central, quanto no verão, em suas cabeceiras. Com isso, as anomalias de vazão no verão nessa região são mais intensas e positivas, sendo produzidas por anomalias locais de precipitação e também pela resposta da bacia às anomalias de precipitação de primavera. No Nordeste, as anomalias de vazão respondem à precipitação sobre parte das bacias BRT, BSF, BAL.

TABELA 4.7 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO ROTACIONADOS DE VERÃO

	CPR1VER_PREC	CPR2VER_PREC
CPR1VER_VAZ	-0,64	-0,15
CPR2VER_VAZ	0,24	-0,26

As áreas sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

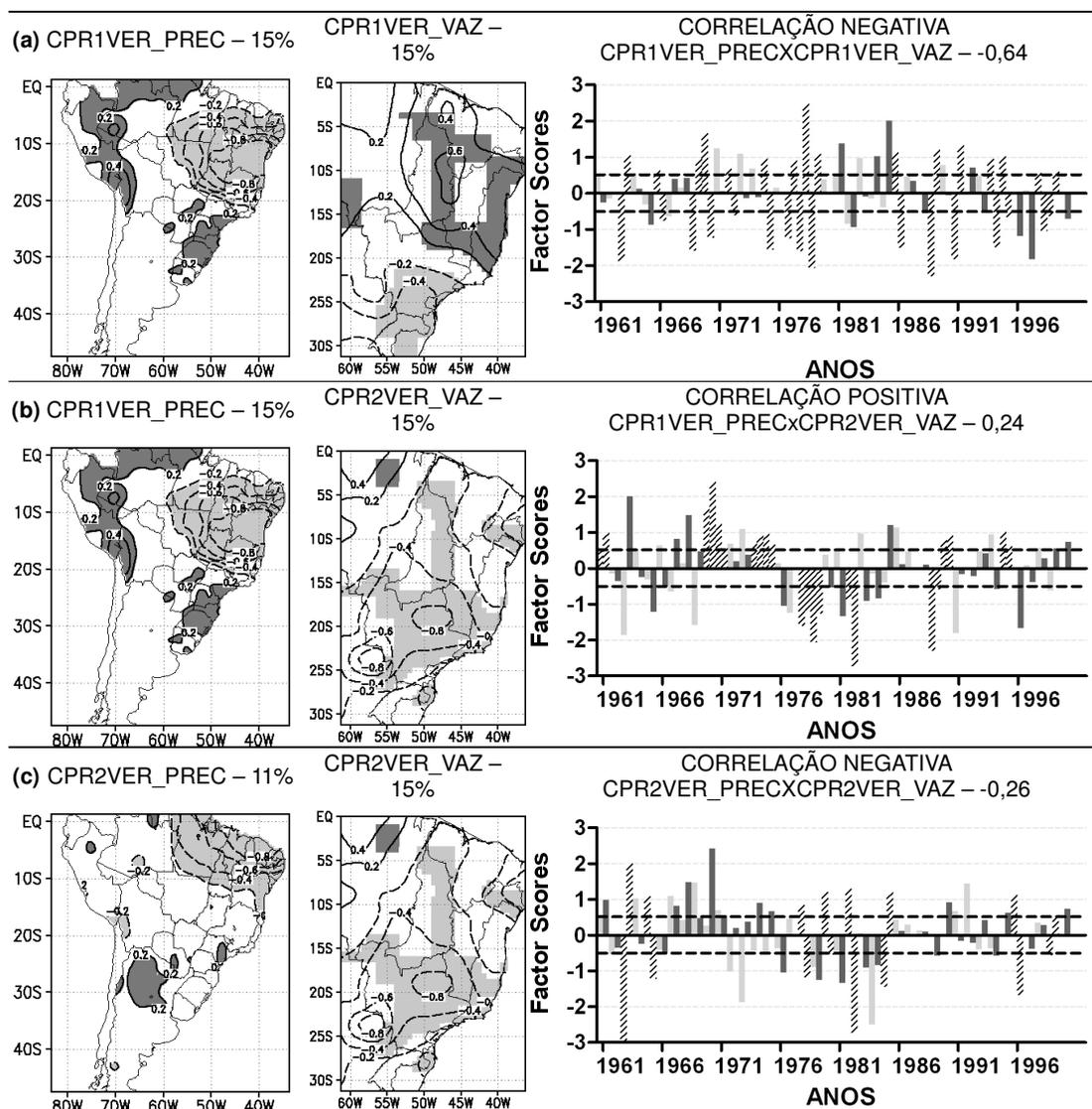


FIGURA 4.10 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO ROTACIONADOS DE VERÃO

Modos de variabilidade de verão de precipitação (à esquerda), de vazão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CPR1VER_PREC e CPR1VER_VAZ; (b) CPR1VER_PREC e CPR2VER_VAZ; (c) CPR2VER_PREC e CPR2VER_VAZ. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de $0,2$ e valores positivos (negativos) são sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de precipitação (vazão); as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

Da mesma maneira que a relação entre os modos rotacionados de primavera, a relação entre os modos rotacionados de verão também está associada à resposta direta e integrada da vazão às anomalias de precipitação. As anomalias de precipitação referentes ao CPR1VER_PREC estão negativamente correlacionadas às anomalias do CPR1VER_VAZ (Tabela 4.7 e Figura 4.10a) e positivamente correlacionadas (com intensidade mais fraca) às anomalias do

CPR2VER_VAZ (Tabela 4.7 e Figura 4.10b). O primeiro caso enfatiza a resposta da vazão ao longo da BSF, BAL e BRT às anomalias de precipitação no CL, e ao longo do sul da BRP, BAS e BRU às anomalias de precipitação sobre o SEAS (Figura 4.10a). Na correlação do modo de precipitação com o CPR2VER_VAZ está enfatizada a relação entre as anomalias de precipitação que ocorrem nas cabeceiras da BRP, BRT e BAL e sua resposta a essas anomalias (Figura 4.10b).

A correlação negativa do CPR2VER_PREC com o CPR2VER_VAZ (também de intensidade mais fraca) está associada à resposta das anomalias de vazão na BRP, BRT e BAL às anomalias de precipitação no Sudeste (Tabela 4.7 e Figura 4.10c). Contudo, essas anomalias de precipitação são pouco intensas, resultando em uma correlação menos significativa.

Analisando os resultados acima, é possível perceber que há relações de persistência e de tempo de resposta das bacias em relação às anomalias de precipitação ocorridas durante a primavera. A fim de verificar essa relação, calculou-se a correlação entre os CP's de precipitação de primavera e os CP's de vazão de verão.

TABELA 4.8 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E OS DE VAZÃO DE VERÃO NÃO ROTACIONADOS

	CP1PRI PREC	CP2PRI PREC
CP1VER_VAZ	0,07	0,27
CP2VER_VAZ	0,12	-0,42

As áreas sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,1 (0,05).

O modo não rotacionado CP2PRI_PREC está correlacionado tanto ao CP1VER_VAZ (Tabela 4.8 e Figura 4.11a) quanto ao CP2VER_VAZ (Tabela 4.8 e Figura 4.11b). A correlação entre o CP2PRI_PREC e o CP1VER_VAZ é positiva e relaciona as anomalias de precipitação de primavera no Sudeste às anomalias de vazão durante o verão com mesmo sinal nas bacias que escoam para o norte, além do norte da BRP (Tabela 4.8 e Figura 4.11a). Essa relação complementa a associação entre o modo da vazão e o CP1VER_PREC, conforme descrito anteriormente (Figura 4.9a).

A correlação do CP2PRI_PREC com o CP2VER_VAZ é negativa, de maneira que as anomalias de precipitação no Sudeste durante a primavera estão associadas a anomalias de mesmo sinal nas BRP e no Sul (Tabela 4.8 e Figura 4.11b). Esse modo de precipitação de primavera está correlacionado positivamente

ao CP2VER_PREC, ou seja, durante a fase positiva do CP2PRI_PREC ocorrem anomalias positivas de precipitação sobre o Sudeste relacionadas a anomalias de precipitação positivas sobre o CL e o SEAS durante o verão, associadas a eventos ENOS. São essas anomalias positivas de precipitação ocorridas durante o verão que causam as anomalias positivas de vazão no Sul e na BRP, observadas tanto na correlação entre o CP2PRI_PREC e o CP2VER_VAZ (Figura 4.11b) quanto na correlação entre o CP2VER_PREC e o CP2VER_VAZ (Figura 4.9d). Assim, na relação entre o CP2PRI_PREC e o CP2VER_VAZ, as anomalias de vazão nas bacias a sul e na BRP são respostas às anomalias de precipitação que ocorrem em suas cabeceiras durante o verão e também às anomalias de precipitação que ocorrem sobre o Sudeste durante a primavera.

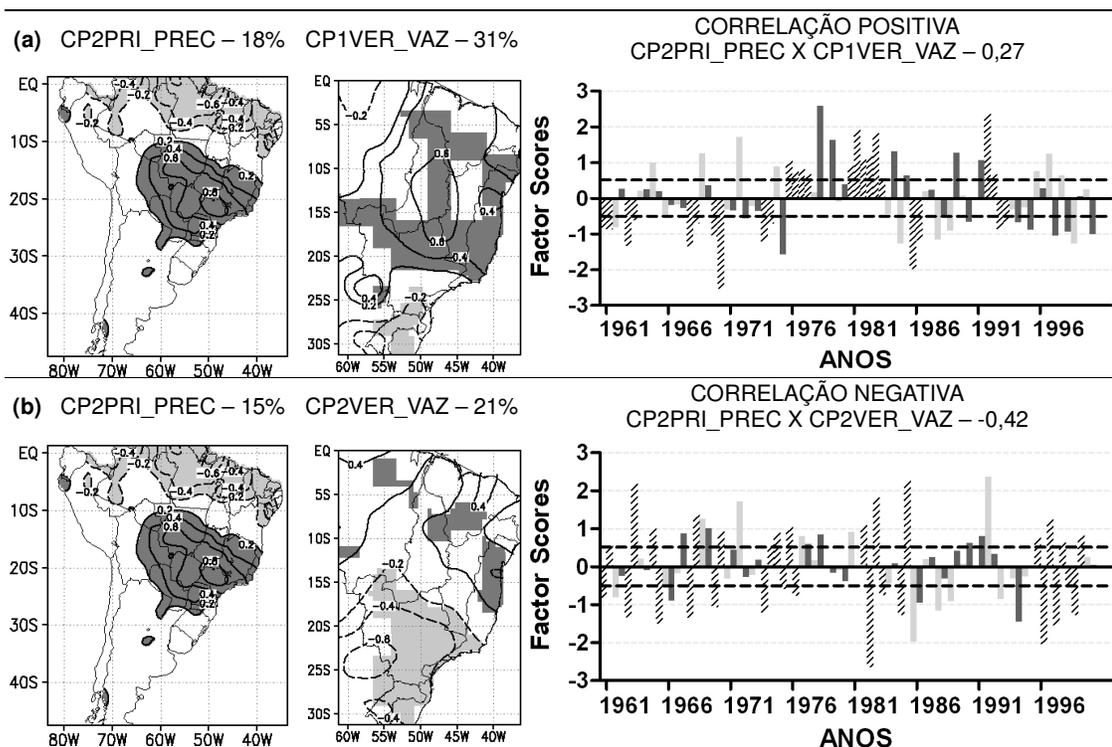


FIGURA 4.11 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E OS DE VAZÃO DE VERÃO NÃO ROTACIONADOS

Modos de variabilidade de precipitação de primavera (à esquerda), de vazão de verão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CP2PRI_PREC e CP1VER_VAZ; (b) CP2PRI_PREC e CP2VER_VAZ. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de precipitação (vazão); as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

Novamente, as correlações entre os modos rotacionados representam as relações diretas existentes entre as anomalias de precipitação e vazão. Na correlação negativa entre o CPR2PRI_PREC e o CPR1VER_VAZ, as anomalias de precipitação sobre o Sudeste do país durante a primavera estão relacionadas a anomalias de vazão de mesmo sinal na porção central e sul da BRP e no Sul durante o verão (Tabela 4.9 e Figura 4.12a). Nas bacias que escoam para o norte, o sinal das anomalias de vazão durante o verão, embora coerente com o sinal das fracas anomalias de precipitação no CL na primavera, parece responder mais fortemente às anomalias de precipitação de verão (Tabela 4.7 e Figura 4.10a).

TABELA 4.9 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E OS DE VAZÃO DE VERÃO ROTACIONADOS

	CPR1PRI_PREC	CPR2PRI_PREC
CPR1VER_VAZ	0,13	-0,28
CPR2VER_VAZ	-0,08	-0,39

As áreas sombreadas mais claras (escuras) apresentam correlação com nível de significância 0,05 (0,1).

Para analisar as anomalias de vazão nas bacias ao norte, cabe lembrar que o CPR1VER_VAZ está negativamente correlacionado ao CPR1VER_PREC (Tabela 4.7 e Figura 4.10a), ou seja, as anomalias de ambos apresentam o mesmo sinal, tanto no CL quanto no Sul. Contudo, as anomalias de precipitação no Sul durante esse modo de verão são pouco intensas, principalmente se comparadas às anomalias de precipitação que ocorrem sobre o Sudeste durante a primavera.

Na correlação negativa entre o CPR2PRI_PREC e o CPR2VER_VAZ (Tabela 4.9 e Figura 4.12b) evidencia-se, mais uma vez, o grande tempo de resposta da BRP, e também da BRT, às anomalias de precipitação durante a primavera. Neste caso, as anomalias de precipitação sobre o Sudeste do país durante a primavera estão associadas a anomalias de vazão de mesmo sinal ao longo da BRP e da BRT (Figura 4.11b).

De maneira geral, ocorre persistência significativa tanto nas bacias ao norte, quanto aquelas ao sul de 20°S, com anomalias de vazão durante o verão causadas por anomalias de precipitação durante a primavera. Em algumas regiões, o sinal na vazão pode desaparecer ou enfraquecer-se da primavera para o verão, o que pode se dever à inversão no sinal das anomalias de precipitação da primavera para o verão, como sugerem as anomalias de vazão no médio Paraná na Figura 4.6a, e no

baixo Paraná, BAS e BRU, e também ao norte, na BRT e BSF, conforme a Figura 4.6d.

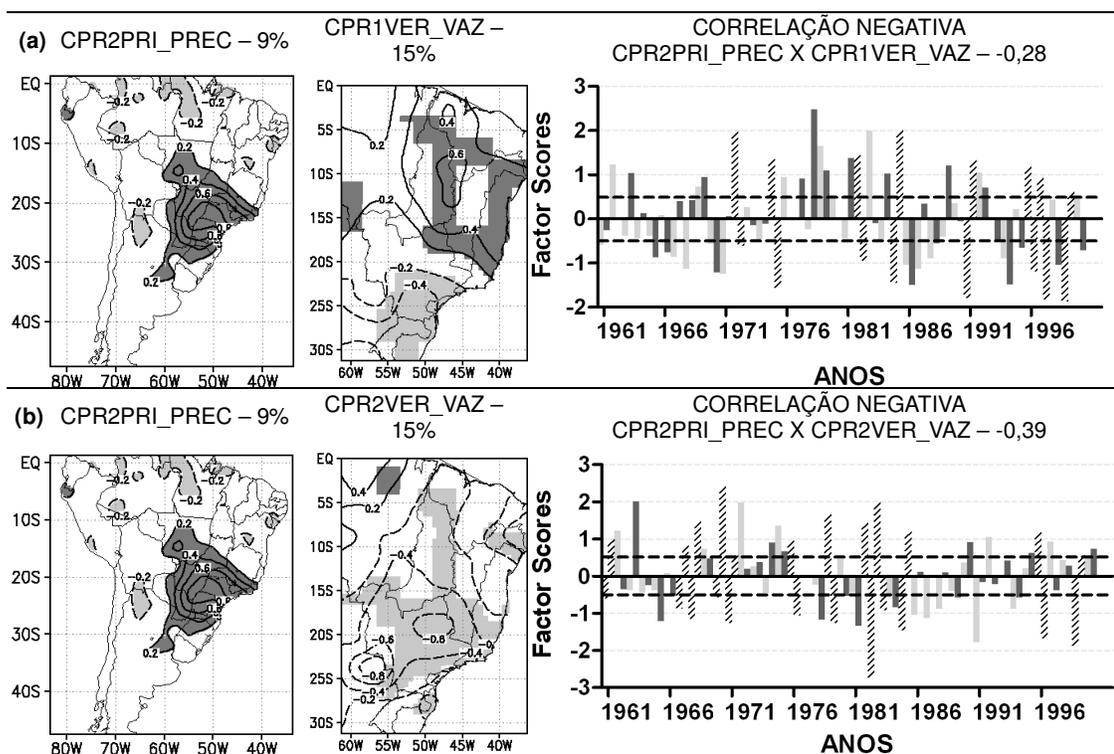


FIGURA 4.12 – CORRELAÇÃO ENTRE OS CP'S DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E OS DE VAZÃO DE VERÃO ROTACIONADOS

Modos de variabilidade de precipitação de primavera (à esquerda), de vazão de verão (no centro), com suas respectivas variâncias, e gráfico com seus CP's (à direita), com o valor da correlação. Relação entre: (a) CPR2PRI_PREC e CPR1VER_VAZ; (b) CPR2PRI_PREC e CPR2VER_VAZ. Nos mapas, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciando-se em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2 e valores positivos (negativos) são sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as barras claras (escuras) representam os CP's de precipitação (vazão); as barras hachuradas representam os anos em que ambos os CP's são maiores (em módulo) que $0,5\sigma$ (linha tracejada) e tem sinais que contribuem à correlação entre os CP's.

Por outro lado, também ocorrem relações diretas significativas entre a chuva e a vazão na mesma estação, embora haja deslocamentos entre o padrão espacial do modo de precipitação e do modo de vazão, devido à propagação das anomalias de vazão em relação às anomalias de precipitação, como por exemplo nas Figuras 4.8 e 4.10. Contudo, as mais altas correlações de precipitação e vazão na mesma estação ocorrem na primavera (Figuras 4.7 e 4.8, principalmente), podendo indicar o efeito da inversão do sinal das anomalias de precipitação da primavera para o verão em partes do CL.

Entretanto, também ocorrem relações significativas entre precipitação na primavera no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, relacionadas ao CP2PRI_PREC, e vazão no verão, tanto nas bacias ao norte como nas bacias ao sul, com mais

deslocamento entre os respectivos padrões espaciais (Figura 4.11). Conforme foi visto na análise dos modos de precipitação, este modo de primavera (CP2PRI_PREC) pode ser seguido no verão tanto pelo primeiro (Figura 3.32c) como pelo segundo modo (Figura 3.32d), dependendo da localização, um pouco mais ao norte ou um pouco mais ao sul, das anomalias de precipitação de primavera, que levam a anomalias de precipitação opostas no CL durante o verão (Figuras 3.35 e 3.36). Isto pode determinar se as anomalias de vazão no verão correspondentes àquelas anomalias de chuva na primavera vão ocorrer ao norte ou ao sul (Figuras 4.11 e 4.12).

Essa ambigüidade na relação entre as anomalias de precipitação e de vazão em cada bacia marca uma das deficiências em se aplicar a ACP às anomalias de vazão, sem separá-las por bacias. Cada bacia apresenta um tipo de comportamento em relação a determinadas anomalias de precipitação, com tempo de resposta particular. Quando se aplica a ACP a todas essas anomalias ao mesmo tempo, os sinais podem se sobrepor ou se anular, tornando a análise da relação entre os campos de anomalias de vazão e certos campos de anomalias de precipitação pouco conclusiva.

Uma maneira de tornar mais evidentes essas relações entre os modos de precipitação e a resposta das bacias é através da composição dos campos de anomalias de vazão referentes aos anos anômalos e extremos dos modos de precipitação. Além disso, também se pode definir a evolução temporal das anomalias de vazão referentes aos modos de precipitação através da média móvel de 30 dias para os anos anômalos de cada modo. Esses resultados serão apresentados a seguir.

4.2 COMPOSIÇÃO DOS CAMPOS ANÔMALOS E EXTREMOS E A MÉDIA MÓVEL DE 30 DIAS DOS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS

A partir dos dados de vazão, separados em quadrículas de acordo com os limites geográficos de cada bacia, fez-se a composição de seus campos anômalos, baseados nos anos anômalos (Tabela 2.1) e extremos (Tabela 2.2) de precipitação, de maneira semelhante às composições dos campos globais e regionais apresentados anteriormente. Os campos foram construídos com base nos anos anômalos e extremos dos dois primeiros modos não rotacionados e rotacionados de

precipitação de primavera e verão. Para esses anos, calcularam-se as anomalias de vazão em cada bacia, respeitando seus limites geográficos, ou seja, uma mesma quadrícula pode eventualmente pertencer a duas bacias distintas, contudo os aproveitamentos que a compõe referem-se à bacia analisada apenas. Por exemplo: se uma quadrícula pertencer ao mesmo tempo a BSF e a BRP, serão usados apenas os aproveitamentos da BSF quando esta estiver sendo analisada. Da mesma forma, quando se analisa a BRP, os aproveitamentos usados serão aqueles pertencentes a essa bacia, mesmo que haja outros aproveitamentos pertencentes a outras bacias na mesma quadrícula. Com isso, tem-se a integração ao longo do espaço das anomalias de precipitação que atingem cada bacia.

Para avaliar a evolução temporal dessas anomalias, escolheram-se os principais aproveitamentos hidrelétricos de cada bacia (Tabela 1.1 e Figura 1.7) e aplicou-se uma média móvel de 30 dias às anomalias de vazão referentes aos anos anômalos de precipitação (Tabela 2.1). Com isso, pôde-se verificar a persistência e a inversão dos sinais das anomalias de vazão ao longo de toda a estação de monções.

Aqui serão analisadas apenas as bacias cujas nascentes localizam-se na região CL ou na região SEAS. Com isso, serão apresentados os resultados referentes às BRT, BSF, BAL, BRP, BRU e BAS. As figuras apresentadas, tanto na análise dos campos extremos e anômalos são aquelas que apresentaram as características mais marcantes da bacia. Assim, alguns campos de anomalias referem-se às anomalias de vazão durante as fases anômalas, outros às fases extremas. Contudo, de maneira geral, os campos anômalos e extremos foram semelhantes entre si, com diferença apenas de intensidade. As médias móveis também apresentam diferenças dentro da mesma bacia, devido à localização e cada aproveitamento. Entretanto, o comportamento global foi semelhante entre os aproveitamentos de cada bacia. Dessa maneira escolheu-se o aproveitamento que melhor representava esse comportamento.

4.2.1 Bacia do Rio Tocantins (BRT)

A bacia do rio Tocantins localiza-se na porção central do país e escoar para norte, em direção à ilha de Marajó. Apenas a parte oeste de suas nascentes não se

localiza na região CL. Seus principais rios são o Rio Tocantins (codificado pela letra B na Figura 1.7), localizado em seu flanco leste, e o rio Araguaia (letra A na Figura 1.7), no flanco oeste, que deságua no primeiro próximo à fronteira norte do estado do Tocantins, um pouco a norte da região CL. A análise dessa bacia será feita com base nas quadrículas e nos aproveitamentos dispostos na Figura 4.13 e na Tabela 4.10, na qual estão descritas as principais características dos aproveitamentos utilizados na média móvel de 30 dias.

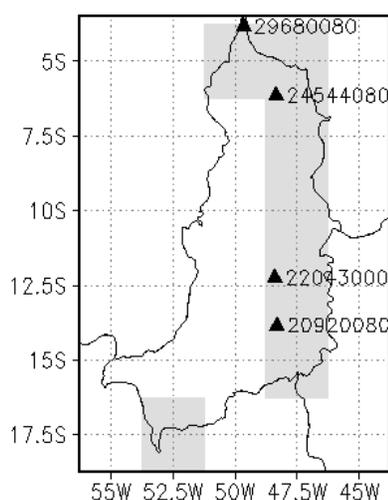


FIGURA 4.13 – BACIA DO RIO TOCANTINS, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.10.

TABELA 4.10 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.13.

RIO	CODIGO	UHE	COORDENADAS	ÁREA DE DRENAGEM (km ²)	CAPACIDADE (MW)	INICIO DA OPERAÇÃO
Tocantins (B)	29680080	Tucuruí	3,83°S; 49,65°W	803.250	7 960	1984
	22043000	Peixe Anjical	12,24°S; 48,39°W	125.884	452	2006
	20920080	Serra da Mesa	13,83°S; 48,31°W	50.975	1275	Implantação
Araguaia (A)	24544080	Santa Isabel	6,13°S; 48,33°W	Nd	Nd	Planejada

Nome dos principais rios juntamente com seu código referente às letras na Figura 4.13; código dos principais aproveitamentos hidrelétricos de acordo com a ANA, subdivididos pelo nome do rio, nome do aproveitamento e sua coordenada geográfica, área de drenagem, potência instalada e início das operações.

Durante a primavera, as anomalias de vazão relativas aos primeiros modos de precipitação são bastante semelhantes, tanto durante a fase anômala quanto durante a fase extrema. Essas anomalias estão diretamente associadas às anomalias de precipitação no CL, sendo ambas de mesmo sinal, e com maior intensidade na porção média da bacia durante o modo não rotacionado (Figura 4.14a, à esquerda e no centro). No modo rotacionado, as anomalias são menos

abrangentes e deslocadas para o sul em relação ao modo não rotacionado (Figura não mostrada), devido à distribuição espacial da precipitação no CL. Em ambos os casos, as anomalias de vazão estabelecem-se em meados de outubro. (Figura 4.14c, fase positiva a esquerda e fase negativa à direita).

As anomalias de vazão durante o verão, causadas por anomalias de precipitação ocorridas durante a primavera são significativas apenas durante as fases negativas, principalmente durante as fases anômalas (Figura 4.14a, à direita). Neste caso, anomalias negativas de precipitação no CL durante a primavera estiveram relacionadas a anomalias negativas de vazão durante o verão na BRT. Essas anomalias se estabelecem desde a primavera, estendendo-se até o fim do período de análise (Figura 4.14c, à direita). Cabe lembrar que esses modos de primavera estão relacionados aos primeiros modos de verão (Tabela 3.1 e Figura 3.32a – modo não rotacionado; Tabela 3.2 e Figura 3.33 – modo rotacionado) que, durante a fase negativa, apresentam maiores anomalias de precipitação na região CL. Aqui, entretanto, as anomalias de vazão observadas no verão ainda são reflexos das anomalias de precipitação durante a primavera. Outro fator importante nessa persistência é o fato de a região CL apresentar-se seca durante o inverno. Assim, continuando seca durante a primavera, provocaria anomalias de vazão que podem persistir até o verão, quando finalmente ocorrem anomalias positivas de precipitação.

Durante os anos anômalos e extremos do primeiro modo de verão (Figura 4.14b, à esquerda), as anomalias de vazão refletem as anomalias de precipitação que ocorrem no CL. Se a fase é positiva (negativa), as anomalias de precipitação são negativas (positivas) no CL, causando anomalias negativas (positivas) de vazão ao longo de toda a BRT (Figura 4.14b, à direita e 4.14c, fase positiva à esquerda e negativa à direita).

No segundo modo de precipitação, as anomalias de vazão correspondentes foram mais intensas no modo não rotacionado, pois neste caso, as anomalias de precipitação referentes ao CP2PRI_PREC (Figura 4.15a) estendem-se mais para norte, atingindo a cabeceira da BRT. No caso rotacionado, as anomalias estão mais a sul, causando poucas anomalias de vazão nessa bacia (Figura não mostrada).

Contudo, há pouca influência das anomalias de precipitação durante a primavera sobre as anomalias de vazão no verão na BRT. No caso do

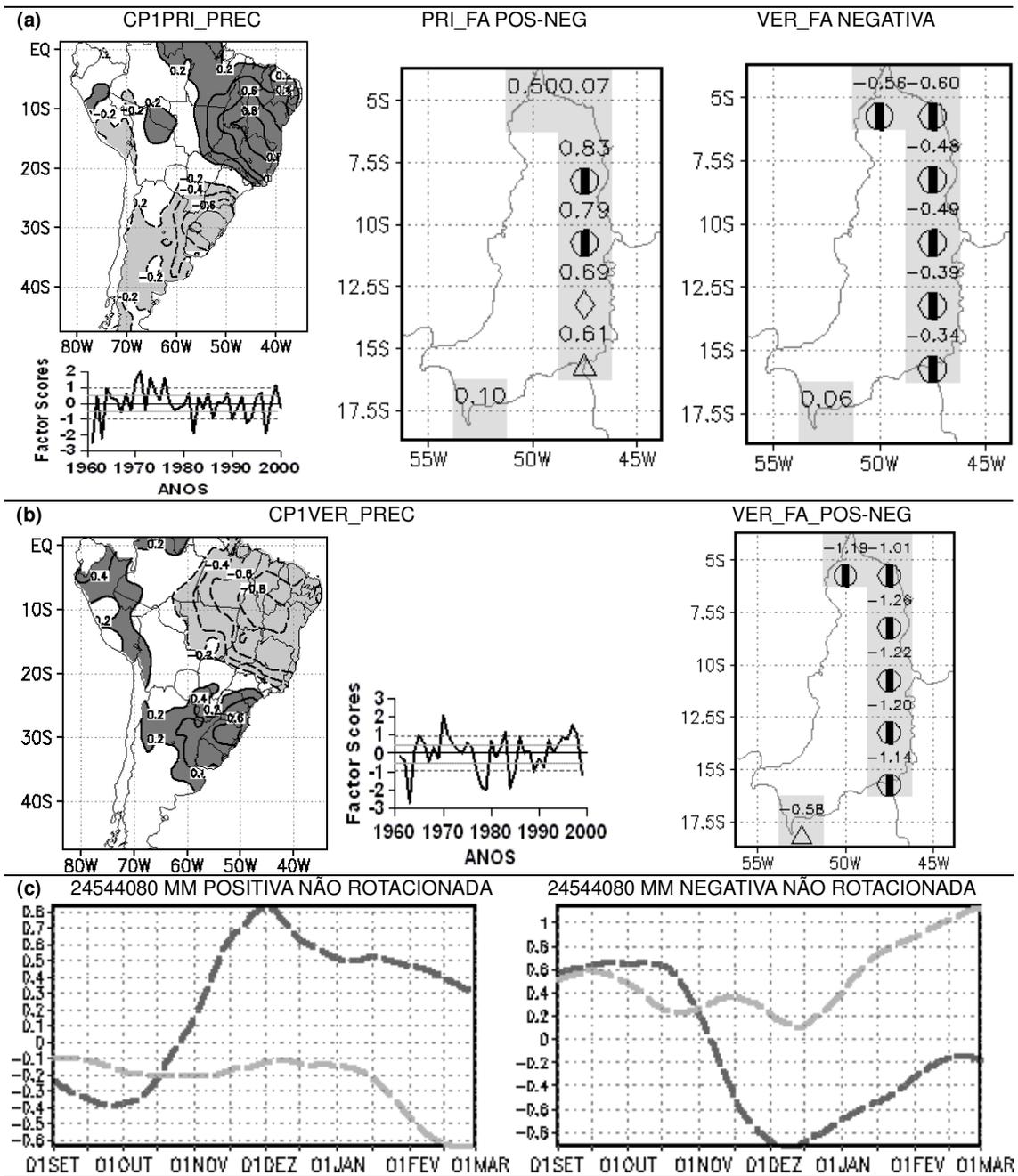


FIGURA 4.14 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CP1PRI_PREC (à esquerda), diferença entre as anomalias de vazão de primavera para fases anômalas positivas e negativas do modo (no centro) e anomalias de vazão de verão para fases anômalas positivas e negativas do modo (à direita); (b) CP1VER_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases anômalas positivas e negativas do modo (à direita); (c) média móvel de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão no aproveitamento 24544080 para as fases anômalas positivas (à esquerda) e negativas (à direita) dos modos de precipitação de primavera (linhas escuras) e de verão (linhas claras). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

CPR2PRI_PREC (Figura 4.14b, à esquerda), as anomalias de vazão ocorrem apenas durante a fase negativa, quando tanto as anomalias de vazão quanto as de precipitação são negativas (Figura 4.14b, à direita). Este modo de precipitação está negativamente correlacionado ao CPR2VER_VAZ (Tabela 4.2 e Figura 4.6d), associado a anomalias positivas de vazão próximas à cabeceira da BRT durante a fase positiva. Assim, anomalias negativas de precipitação correspondentes à fase negativa do CPR2PRI_PREC estão associadas a anomalias negativas de vazão sobre a cabeceira da BRT durante o verão (fase positiva do CPR2VER_VAZ), causando anomalias negativas de vazão, principalmente na parte alta da bacia (Figura 4.15b, à direita).

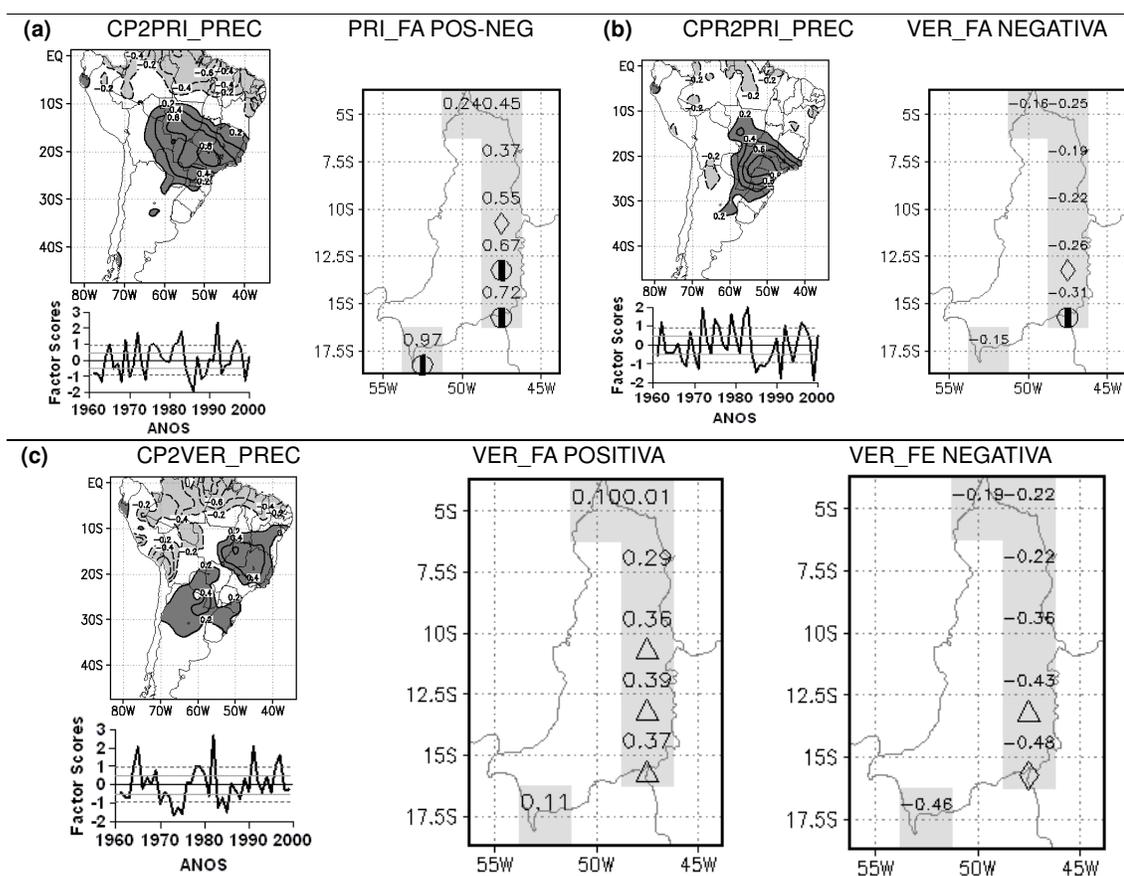


FIGURA 4.15 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO SEGUNDO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CP2PRI_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de primavera para fases anômalas positivas e negativas do modo (à direita); (b) CPR2PRI_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de verão para fases anômalas negativas do modo (à direita); (c) CP2VER_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de verão para fases anômalas positivas (no centro) e para as fases extremas negativas (à direita) do modo. Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de $0,2$, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,5\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância $0,05$ (Φ), $0,1$ (\Diamond) e $0,15$ (Δ).

Nos anos de fases anômalas e extremas do CP2VER_PREC (Figura 4.15c, à esquerda), as anomalias positivas são mais intensas durante a fase anômala (Figura 4.15c, no centro) enquanto que as negativas são mais intensas na fase extrema (Figura 4.15c, à direita), acompanhando as anomalias de precipitação no CL em ambos os casos.

Analisando os resultados expostos acima, nota-se que as anomalias de vazão ao longo da bacia do Rio Tocantins são mais sensíveis a anomalias negativas de precipitação, relacionadas a ambos os primeiros modos. Contudo, as anomalias de vazão são mais intensas quando as anomalias de precipitação estão localizadas sobre o CL do Brasil durante a primavera.

4.2.2 Bacia do Rio São Francisco (BSF)

A bacia do Rio São Francisco localiza-se na porção leste do país. O rio nasce em Minas Gerais e escoar para norte, até o norte da Bahia, onde vira para leste e deságua no mar, na divisa entre os estados de Sergipe e Alagoas. A análise dessa bacia será feita com base nas quadrículas e nos aproveitamentos dispostos na Figura 4.16 e na Tabela 4.11, na qual estão descritas as principais características dos aproveitamentos utilizados na média móvel de 30 dias.

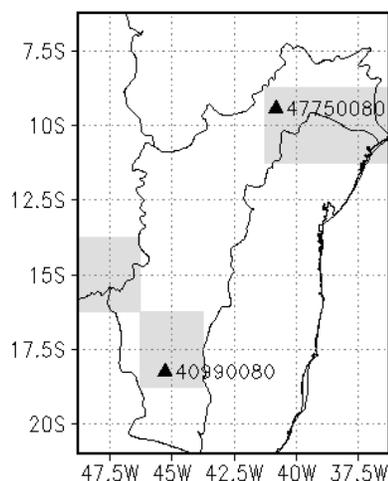


FIGURA 4.16 – BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.11.

As anomalias de precipitação de primavera associadas ao CP1PRI_PREC localizam-se a partir do sul de Minas Gerais, até o litoral norte do país, atingindo mais a BSF que a BRT e, portanto, afetando mais as anomalias de vazão na BSF

(Figura 4.17a, à esquerda). Durante as fases anômalas deste modo, as anomalias de vazão foram mais abrangentes, atingido a cabeceira da bacia, sendo significativas apenas durante a fase anômala negativa (Figura 4.17a, no centro à esquerda). À medida que chega o verão, as anomalias de precipitação durante a primavera continuam influenciando as anomalias de vazão ao longo da bacia, principalmente durante a fase negativa, quando as anomalias negativas de precipitação durante a primavera na região CL estão associadas a anomalias negativas de vazão no baixo São Francisco (Figura 4.17a, no centro, à direita).

TABELA 4.11 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.16.

RIO	CODIGO	UHE	COORDENADAS	ÁREA DE DRENAGEM (km ²)	CAPACIDADE (MW)	INICIO DA OPERAÇÃO
São Francisco (D)	47750080	Sobradinho	9,43°S; 40,83°W	498.968	1050,3	1979
	40990080	Três Marias	18,23°S; 45,26°W	50.600	396	1962

Nome dos principais rios juntamente com seu código referente às letras na Figura 4.16; código dos principais aproveitamentos hidrelétricos de acordo com a ANA, subdivididos pelo nome do rio, nome do aproveitamento e sua coordenada geográfica, área de drenagem, potência instalada e início das operações.

Sob a perspectiva temporal, as anomalias de vazão relativas ao CP1PRI_PREC estabelecem-se na primeira metade de outubro e mantêm-se até a metade de janeiro na cabeceira da BSF (Figura 4.18c, à esquerda) e até o início de fevereiro em sua exutória (Figura 4.17c, à esquerda). Com isso, as anomalias de vazão perduram desde a primavera até meados do verão. Sendo o verão o período de transição entre sinais opostos de anomalias de vazão, a média de suas intensidades e significâncias tende a zero. Contudo, no final de janeiro e início de fevereiro, as anomalias de vazão relativas às anomalias de precipitação de verão já estão estabelecidas. Então, fez-se a média dessas anomalias através da composição dos campos de vazão durante o trimestre de janeiro, fevereiro e março (JFM), relacionados ao CP1PRI_PREC.

Esses campos apresentaram anomalias com bastante intensidade e significância, com sinal oposto às anomalias de precipitação de primavera no CL, principalmente durante a fase positiva do modo de precipitação (Figura 4.17a, à direita). Neste caso, anomalias positivas de precipitação no CL durante a primavera estão associadas a anomalias negativas de precipitação na mesma região durante o verão, de acordo com o CP1VER_PREC e sua relação com o modo de precipitação de primavera (Tabela 3.1 e Figura 3.32a). Essas anomalias de precipitação são mais

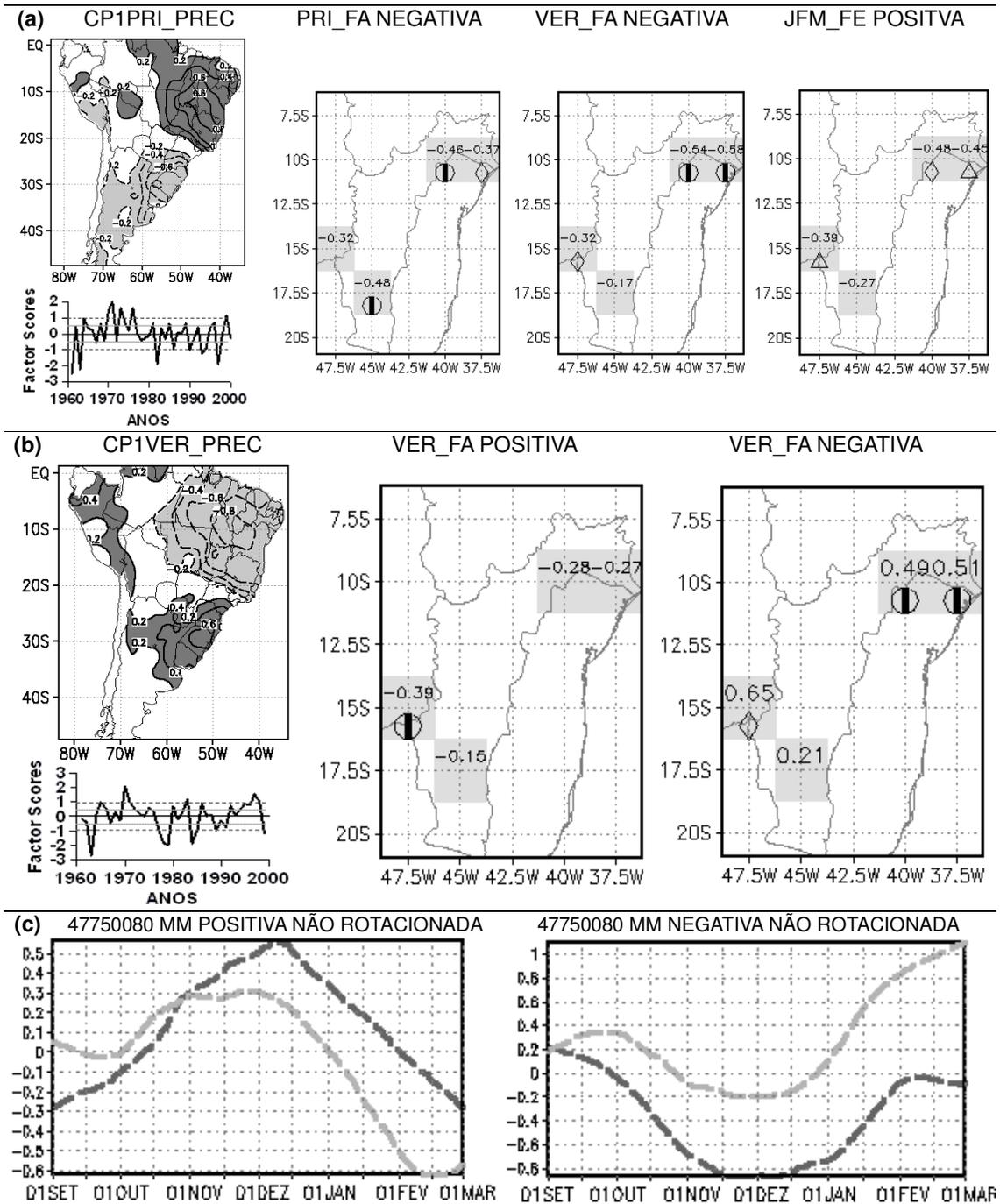


FIGURA 4.17 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CP1PRI_PREC (à esquerda), anomalias de vazão de primavera (à esquerda) e verão (no centro) para fases anômalas negativas do modo e anomalias de vazão de JFM para fases extremas positivas do modo (à direita); (b) CP1VER_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de verão para fases anômalas positivas (no centro) e negativas (à direita) do modo; (c) média móvel de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão no aproveitamento 47750080 para as fases anômalas positivas (à esquerda) e negativas (à direita) dos modos de precipitação de primavera (linhas escuras) e de verão (linhas claras). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de $0,2$, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância $0,05$ (Φ), $0,1$ (\Diamond) e $0,15$ (Δ).

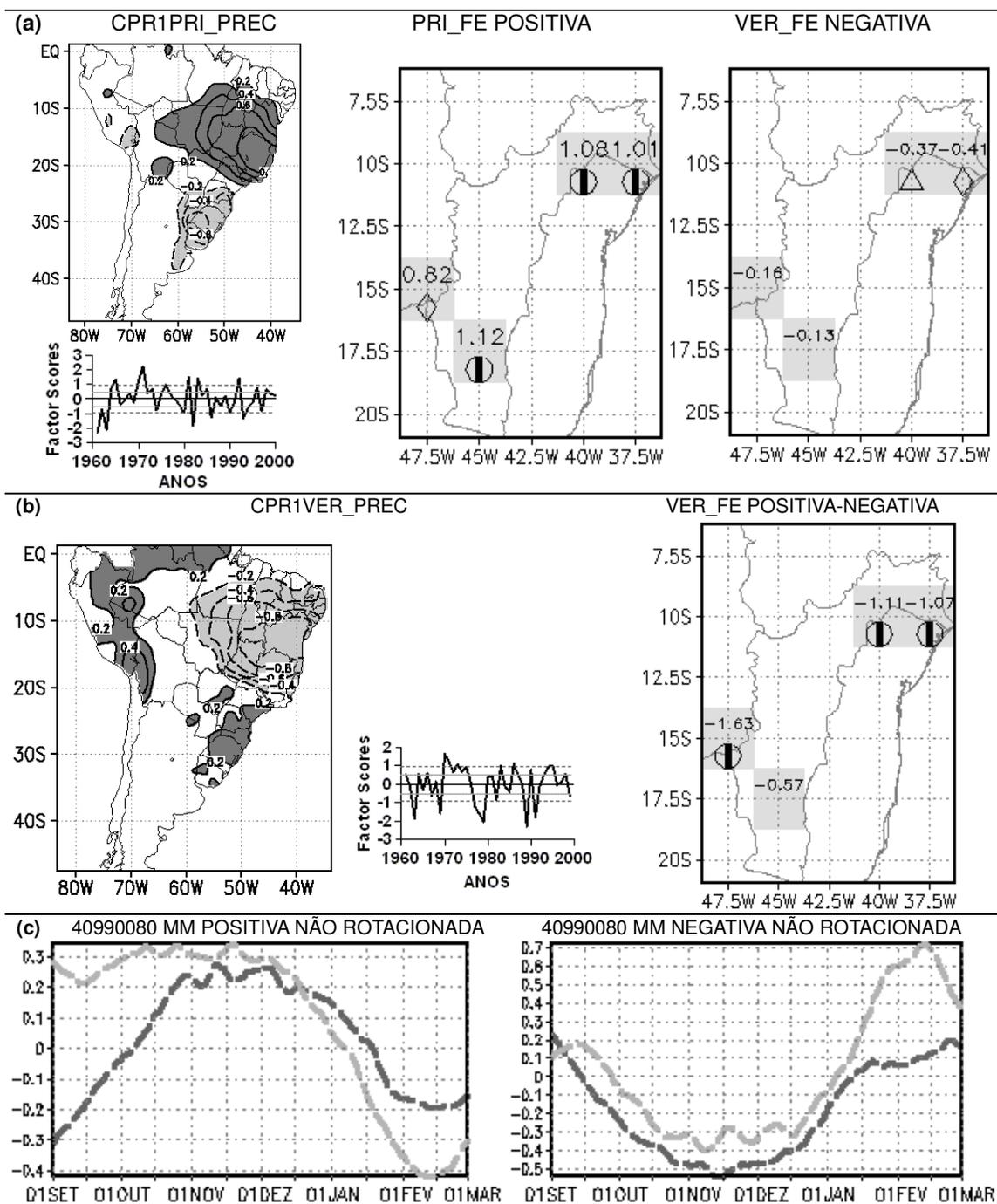


FIGURA 4.18 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CPR1PRI_PREC (à esquerda), anomalias de vazão de primavera para as fases extremas positivas do modo (no centro) e verão (no centro) para fases extremas negativas do modo (à direita); (b) CPR1VER_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases extremas positivas e negativas do modo (à direita); (c) média móvel de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão no aproveitamento 40990080 para as fases anômalas positivas (à esquerda) e negativas (à direita) dos modos de precipitação de primavera (linhas escuras) e de verão (linhas claras). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

intensas no noroeste da Bahia e estão associadas às anomalias negativas de vazão na BSF durante JFM.

No verão, as anomalias de vazão relativas à fase positiva do CP1VER_PREC (Figura 4.17b à esquerda) são negativas ao longo de toda a bacia e significativas apenas na nascente, a oeste da BSF (Figura 4.17b, no centro), associada a anomalias de precipitação negativas no CL. Quando a fase do modo é negativa, as anomalias de precipitação são positivas no CL, e estão associadas a anomalias positivas de vazão ao longo de toda bacia (Figura 4.17b, à direita).

A evolução temporal das anomalias de vazão referentes aos anos anômalos do CP1VER_PREC mostra que essas anomalias evoluíram de maneira semelhante às anomalias de vazão referentes aos anos anômalos do CP1PRI_PREC (Figura 4.17c). Essa evolução é coerente com a correlação positiva entre estes modos de precipitação, confirmando o efeito da inversão das anomalias de precipitação da primavera para o verão no CL sobre a vazão de uma bacia totalmente contida nessa região. As anomalias de vazão correspondentes às anomalias de precipitação na primavera estabelecem-se em outubro e perduram até final de janeiro, quando mudam de sinal. Quando a média móvel é referenciada ao modo de verão, a mudança de sinal aparece no início de janeiro. Em janeiro, os sinais se invertem rapidamente, principalmente durante a fase positiva (Figura 4.17c, à esquerda). Neste caso, as anomalias de vazão são positivas durante a primavera e negativas no verão. Sua média, contudo, não é muito alta, pois a inversão no sinal das anomalias ocorre durante o verão.

A relação entre os primeiros modos de precipitação de primavera e verão e as vazões na BSF aparece ainda mais claramente nos modos rotacionados. As vazões nas fases extremas positivas de CPR1PRI_PREC (Figura 4.18a, à esquerda) apresentam anomalias positivas significativas tanto na cabeceira quanto junto da foz (Figura 4.18a, centro). Quando se considera as anomalias de precipitação ocorridas ao longo do CPR1VER_PREC (Figura 4.18b, à esquerda), as anomalias de vazão apresentam mesmo sinal que as anomalias de precipitação no CL, sendo mais intensas durante a fase positiva principalmente na cabeceira da bacia. Nessa fase ocorrem anomalias negativas de precipitação no CL associadas a anomalias de vazão de mesmo sinal na BSF (Figura 4.18b, à direita).

Também para os primeiros modos rotacionados de precipitação na primavera e verão, a evolução da vazão associada a eles apresenta semelhanças, tendo em

vista que estes modos também são positivamente correlacionados. Ao longo da primavera dos anos anômalos do CPR1VER_PREC, as anomalias de vazão apresentaram sinal oposto ao da precipitação de verão no CL, principalmente entre outubro e dezembro. No verão, as anomalias de vazão foram de mesmo sinal, mostrando que as precipitações de primavera e verão no CL tendem a variar em sentidos opostos. A evolução associada com o CPR1PRI_PREC é correspondente: anomalias de vazão e precipitação na primavera são de mesmo sinal e as anomalias de vazão tendem a mudar de sinal em janeiro (Figura 4.18c, fase positiva a esquerda e fase negativa à direita).

Quando as anomalias de precipitação referem-se ao segundo modo, as anomalias de vazão são mais fortes na cabeceira da BSF e propagam-se ao longo do rio, com valores menos significativos à medida que se aproxima da exutória. As maiores anomalias ocorrem durante o CP2PRI_PREC (Figura 4.19, à esquerda), pois neste caso as anomalias de precipitação que ocorrem sobre o Sudeste do país estendem-se mais a norte, atingindo a cabeceira e o curso médio da BSF. Aqui, as anomalias de vazão são mais sensíveis a anomalias positivas de precipitação no Sudeste (Figura 4.19, no centro a esquerda). Contudo, quando as anomalias de precipitação são negativas, as anomalias de vazão passam a ser significativas em uma área mais extensa da bacia (Figura 4.19, no centro a direita).

No verão, as anomalias de vazão são mais sensíveis às condições antecedentes de umidade, sendo que as maiores anomalias durante o verão ocorreram nos anos extremos negativos do CP2PRI_PREC (Figura 4.19, à direita). Anomalias de precipitação negativas sobre a região da ZCAS durante a primavera estão associadas a anomalias negativas de vazão no verão na BSF. As anomalias de precipitação durante a primavera atingem somente as cabeceiras da BSF, contudo, estão associadas a anomalias negativas de precipitação sobre o CL e o SEAS ao longo do verão através da relação existente entre o CP2PRI_PREC e o CP2VER_PREC (Tabela 3.1 e Figura 3.32a).

O CP2VER_PREC está associado a eventos ENOS e apresenta a maior relação com a vazão na BSF (Figura 4.20a, à esquerda). Neste caso, as anomalias de vazão apresentam mesmo sinal que as anomalias de precipitação, que ocorrem no CL, na região da cabeceira da bacia. Durante a fase positiva, as anomalias são mais intensas e concentram-se na nascente da BSF, estando relacionadas a

anomalias positivas e precipitação no CL (Figura 4.20a, à direita). Nas fases negativas essas anomalias são menos intensas e ocorrem mais a oeste que na fase positiva (Figura não mostrada).

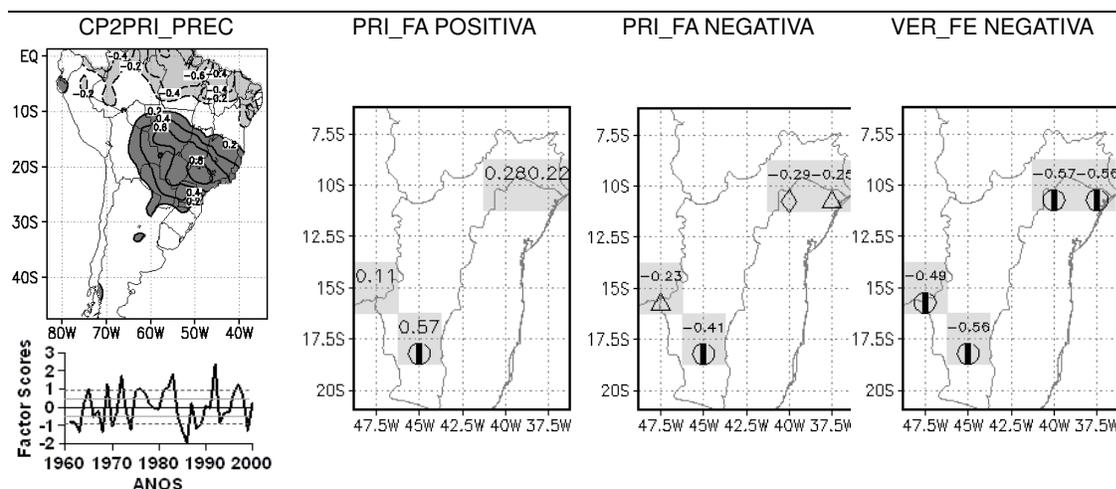


FIGURA 4.19 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO SEGUNDO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA

CP2PRI_PREC (à esquerda), anomalias de vazão de primavera para as fases anômalas positivas (à esquerda) e negativas (no centro) do modo e anomalias de vazão de verão para fases extremas negativas do modo (à direita). No mapa do modo, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). No gráfico, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,5\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadriculas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

Durante as fases anômalas e extremas do CPR2VER_PREC (Figura 4.20b, à esquerda), as anomalias de precipitação são mais intensas no litoral do Nordeste, contudo são as anomalias de precipitação que ocorrem no Sudeste, na fase positiva, que estão associadas às anomalias de vazão na BSF neste caso (Figura 4.20b, à direita).

É interessante notar que nos anos em que as anomalias de precipitação durante a primavera foram negativas, as anomalias de vazão durante a primavera e também durante o verão foram negativas. Com isso, mesmo que o verão seja chuvoso na região CL, essas anomalias positivas não são capazes de reverter a situação de anomalias negativas de vazão ao longo do verão na BSF (Figuras 4.17c e 4.18c, linha escura à direita). Essa persistência das anomalias de vazão está associada às secas que ocorrem durante o inverno na região das nascentes da bacia que causam anomalias negativas de vazão no início da primavera e são mantidas devido às anomalias negativas de precipitação ao longo da estação. Contudo, durante a fase positiva de primavera, as anomalias não persistem até o

final do verão, invertendo o sinal em relação às anomalias de precipitação no trimestre JFM (Figuras 4.17c e 4.18c, linha escura à esquerda).

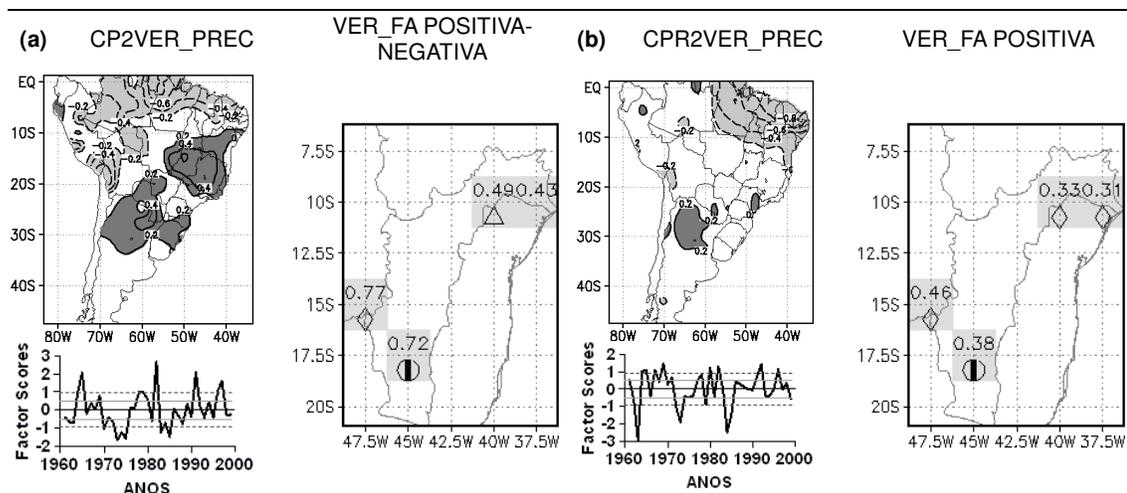


FIGURA 4.20 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES DOS SEGUNDOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE VERÃO

(a) CP2VER_PREC (à esquerda), diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases anômala positivas e negativas do modo (à direita); (b) CPR2VER_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de verão para fases anômala positivas do modo (à direita). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de $0,2$, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômala, as quadriculas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância $0,05$ (ϕ), $0,1$ (\diamond) e $0,15$ (Δ).

Esta bacia representa de maneira clara a relação de inversão do sinal das anomalias de precipitação do CL da primavera para o verão. Apesar de estar sujeita a regimes diferentes de precipitação em direção a sua exutória, suas anomalias de vazão respondem às anomalias de precipitação ocorridas principalmente no CL do país. Tanto em sua cabeceira quanto em sua exutória, a evolução temporal das anomalias e vazão apresenta inversão de sinal da primavera para o verão tanto nas fases positivas quanto nas fases negativas da primavera e do verão (Figuras 4.18c e 4.19c).

4.2.3 Bacia do Atlântico Leste (BAL)

A bacia do Atlântico Leste não é formada por apenas um ou dois rios principais, relacionados entre si, e sim por diversas sub-bacias independentes, todas escoando para leste, em direção ao oceano Atlântico. Localiza-se ao longo da costa sudeste do país, estendendo-se desde o litoral norte de São Paulo até o norte da

Bahia, aumentando sua largura a norte. Pelo fato de ser estreita, seus rios não são muito longos e apresentam tempo de resposta menores e pouca persistência. Seus principais rios são o rio Jequitinhonha, na Bahia (codificado como E na Figura 1.7), o rio Paraíba do Sul, ao norte do Rio de Janeiro e o rio Doce (codificado como F na Figura 1.7), vindo de Minas Gerais e cortando o sul do Rio de Janeiro. A análise dessa bacia será feita com base nas quadrículas e nos aproveitamentos dispostos na Figura 4.21 e na Tabela 4.12, na qual estão descritas as principais características dos aproveitamentos utilizados na média móvel de 30 dias.

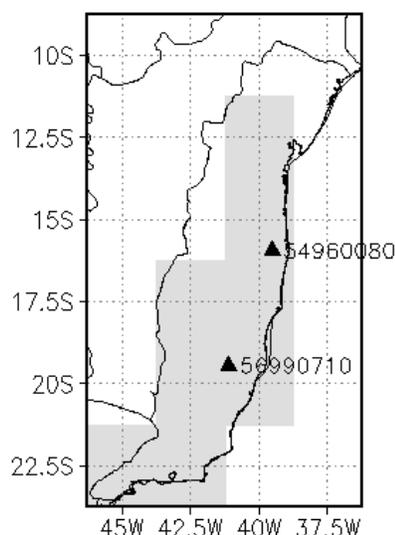


FIGURA 4.21 – BACIA DO ATLÂNTICO LESTE, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.12.

TABELA 4.12 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.21.

RIO	CODIGO	UHE	COORDENADAS	ÁREA DE DRENAGEM (km ²)	CAPACIDADE (MW)	INICIO DA OPERAÇÃO
Jequitinhonha (E)	54960080	Itapebi	15,94°S; 39,52°W	67.769	450	Implantação
Doce (F)	56990710	Aimorés	19,44°S; 41,1°W	Nd	330	Implantação

Nome dos principais rios juntamente com seu código referente às letras na Figura 4.21; código dos principais aproveitamentos hidrelétricos de acordo com a ANA, subdivididos pelo nome do rio, nome do aproveitamento e sua coordenada geográfica, área de drenagem, potência instalada e início das operações.

Nos primeiros modos de primavera, as anomalias de vazão concentraram-se na região norte e central da bacia durante o CP1PRI_PREC (Figura 4.22a, à direita), e na região central a sul durante o CPR1PRI_PREC (Figura 4.22c, no centro). No modo não rotacionado, as anomalias de precipitação no CL durante a primavera estendem-se de noroeste para sudeste, concentrando-se entre o litoral do Espírito Santo e da Bahia, onde estão as maiores anomalias de vazão (Figura 4.22a, à

esquerda). No modo rotacionado, as anomalias de precipitação no CL durante a primavera ocorrem mais a sul, causando anomalias de vazão de maior intensidade na porção central e sul da BAL (Figura 4.22c, no centro). Durante as fases positivas, as anomalias de vazão são mais intensas.

Durante o verão, as anomalias de vazão nos anos anômalos e extremos do primeiro modo rotacionado de primavera são menos intensas e concentram-se na região central da bacia apenas durante a fase negativa (Figura 4.22c, à direita). Neste caso, essas anomalias negativas de vazão durante o verão estão associadas a anomalias negativas de precipitação durante a primavera, apresentando persistência ao longo da primavera e do verão (Figura 4.22d, à direita). Esse fato está associado ao clima durante o inverno nessa região, que tende a ser seco e causar anomalias negativas de vazão, intensificadas pela persistência dessa seca ao longo da primavera, de maneira que anomalias positivas de precipitação durante o verão não são suficientes para reverter essa situação. Ao longo das fases anômalas positivas do modo rotacionado de primavera, as anomalias de vazão na BAL estabelecem-se em setembro e estendem-se até o final de janeiro, invertendo de sinal, porém desenvolvendo anomalias menos intensas durante a fase negativa (Figura 4.22d, à esquerda).

No primeiro modo de verão, as maiores anomalias de precipitação localizam-se na Bahia, estendendo-se até o norte do Rio de Janeiro (Figura 4.22b, à esquerda) e estão associadas a anomalias de vazão na região norte e central da BAL. A partir do litoral sul do Rio de Janeiro, as anomalias de vazão apresentam sinal oposto ao do restante da bacia, estando associadas a anomalias de precipitação com sinal oposto que ocorrem a partir dessa região (Figura 4.22b, à direita). As anomalias de vazão são mais intensas durante a fase negativa (Figura 4.22b, à direita, com sinal invertido), quando as anomalias de precipitação são positivas sobre o CL e negativas a sul, e estão associadas a anomalias positivas de vazão desde o litoral sul da Bahia até norte do Rio de Janeiro. A partir do sul do Rio de Janeiro, as anomalias de vazão são negativas. Essas anomalias são negativas na primavera, porém de pouca intensidade (Figura 4.22d, à esquerda). A partir do início de janeiro, tornam-se positivas e bastante intensas, principalmente na região central e norte da bacia, relacionadas às anomalias significativas de vazão nos campos anômalos.

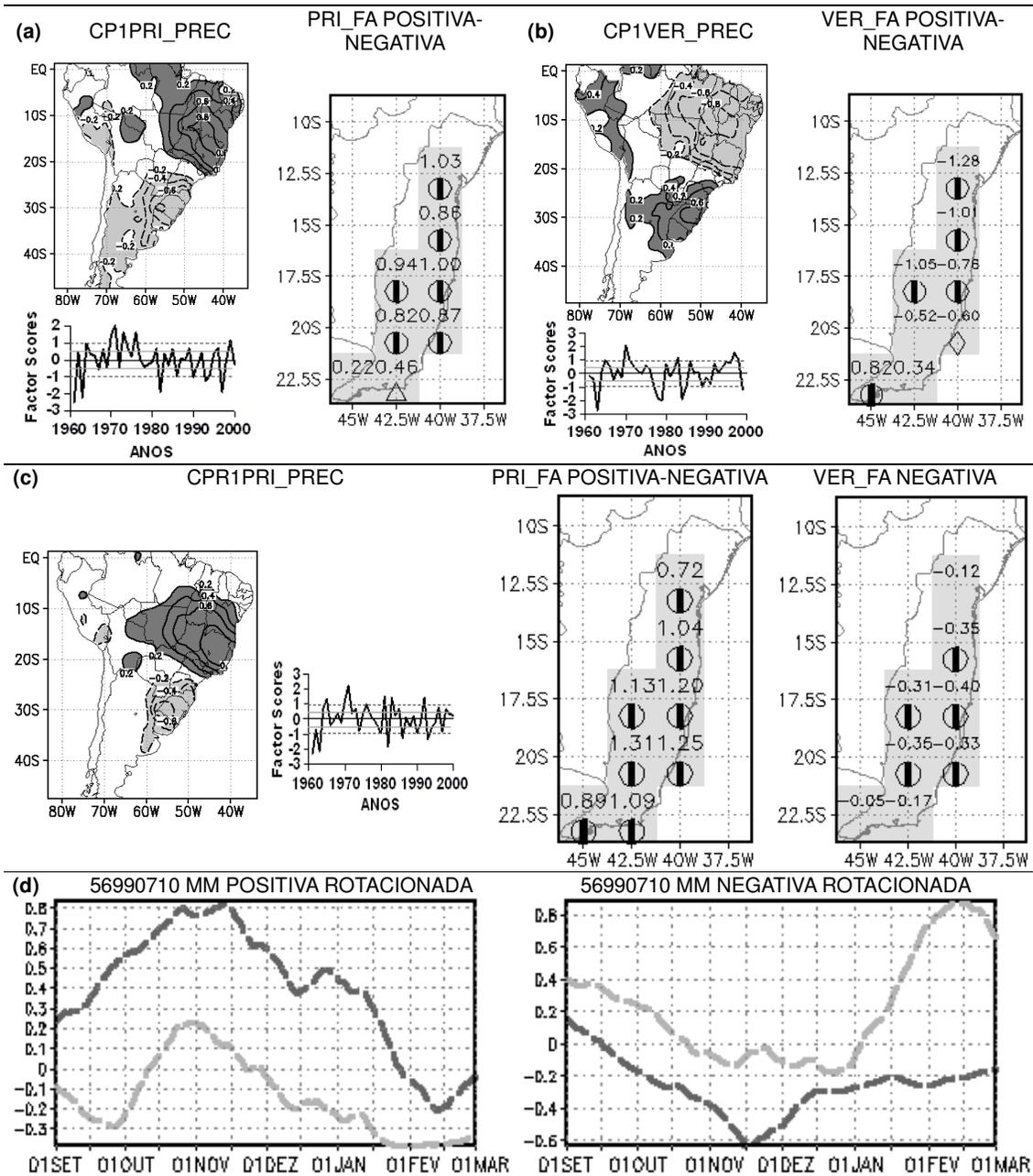


FIGURA 4.22 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS DOS PRIMEIROS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CP1PRI_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de primavera para fases anômalas positivas e negativas do modo (à direita); (b) CP1VER_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases anômalas positivas e negativas do modo (à direita); (c) CPR1PRI_PREC (à esquerda); diferença entre as anomalias de vazão de primavera para fases anômalas positivas e negativas do modo (no centro) e anomalias de vazão de verão para fases anômalas negativas do modo (à direita); (d) média móvel de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão no aproveitamento 56990710 para as fases anômalas positivas (à esquerda) e negativas (à direita) rotacionadas dos modos de precipitação de primavera (linhas escuras) e de verão (linhas claras). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

Durante a fase positiva do primeiro modo de verão, as anomalias de vazão ao longo da primavera são pouco intensas e duram menos tempo. Nesses anos, as anomalias de vazão ao longo do verão são bastante negativas e persistentes (Figura 4.22d, à esquerda).

Durante as fases anômalas do segundo modo de primavera, tanto na fase positiva quanto negativa, as anomalias de precipitação e vazão concentram-se na região sul da BAL (Figura 4.23a, esquerda e centro). Essas anomalias são mais abrangentes durante o modo não rotacionado, no qual as anomalias de precipitação de primavera ocorrem sobre a região da ZCAS, abrangendo São Paulo e Rio de Janeiro (Figura 4.23a, à esquerda). Durante o modo rotacionado, as anomalias de vazão são mais restritas ao extremo sul da bacia, pois as anomalias de precipitação também ocorrem mais a sul, atingindo apenas o litoral de São Paulo (Figura não mostrada). Nos anos anômalos e extremos do segundo modo de primavera, essas anomalias de vazão persistem até o verão, principalmente no sul da bacia (Figura 4.23a, à direita). Em todas as fases, as anomalias de vazão no extremo norte da bacia durante o verão são próximas a zero ou de sinal oposto ao das anomalias no sul. Nessa região, as anomalias de precipitação durante a primavera também são de sinal oposto às do Sudeste, porém muito próximas a zero, não causando grandes anomalias de vazão.

Ao longo dos anos anômalos e extremos do CP2VER_PREC (Figura 4.24b, à esquerda), as anomalias de vazão concentraram-se sobre o Espírito Santo e Minas Gerais (Figura 4.23b, à direita), mais intensas durante a fase positiva. Essa fase está associada a anomalias positivas de precipitação no CL e no SEAS, principalmente no interior de Minas Gerais. Durante a fase negativa as anomalias são menos intensas e deslocadas para o norte (Figura na mostrada). Já no caso do CPR2VER_PREC (Figura 4.23c, à esquerda), as anomalias de vazão concentram-se no litoral do Espírito Santo, Rio de Janeiro e no leste de Minas Gerais apenas durante a fase positiva (Figura 4.23c, à direita), associada a anomalias negativas de precipitação no extremo norte e anomalias positivas no Sudeste, porém de pouca intensidade. São essas anomalias que estão associadas às anomalias positivas de vazão no litoral Sudeste.

A BAL é bastante sensível às anomalias de precipitação ocorridas sobre o CL do país, relacionadas ao SMAS. Quando as anomalias de precipitação localizam-

se mais ao sul, apenas sobre a ZCAS, as anomalias de vazão são menos intensas e restringem-se às partes central e sul da bacia.

As anomalias de vazão são mais persistentes quando ocorrem anomalias negativas de precipitação na primavera, especialmente no CL do país, tendendo a perdurar até o verão (Figura 4.22d, à direita).

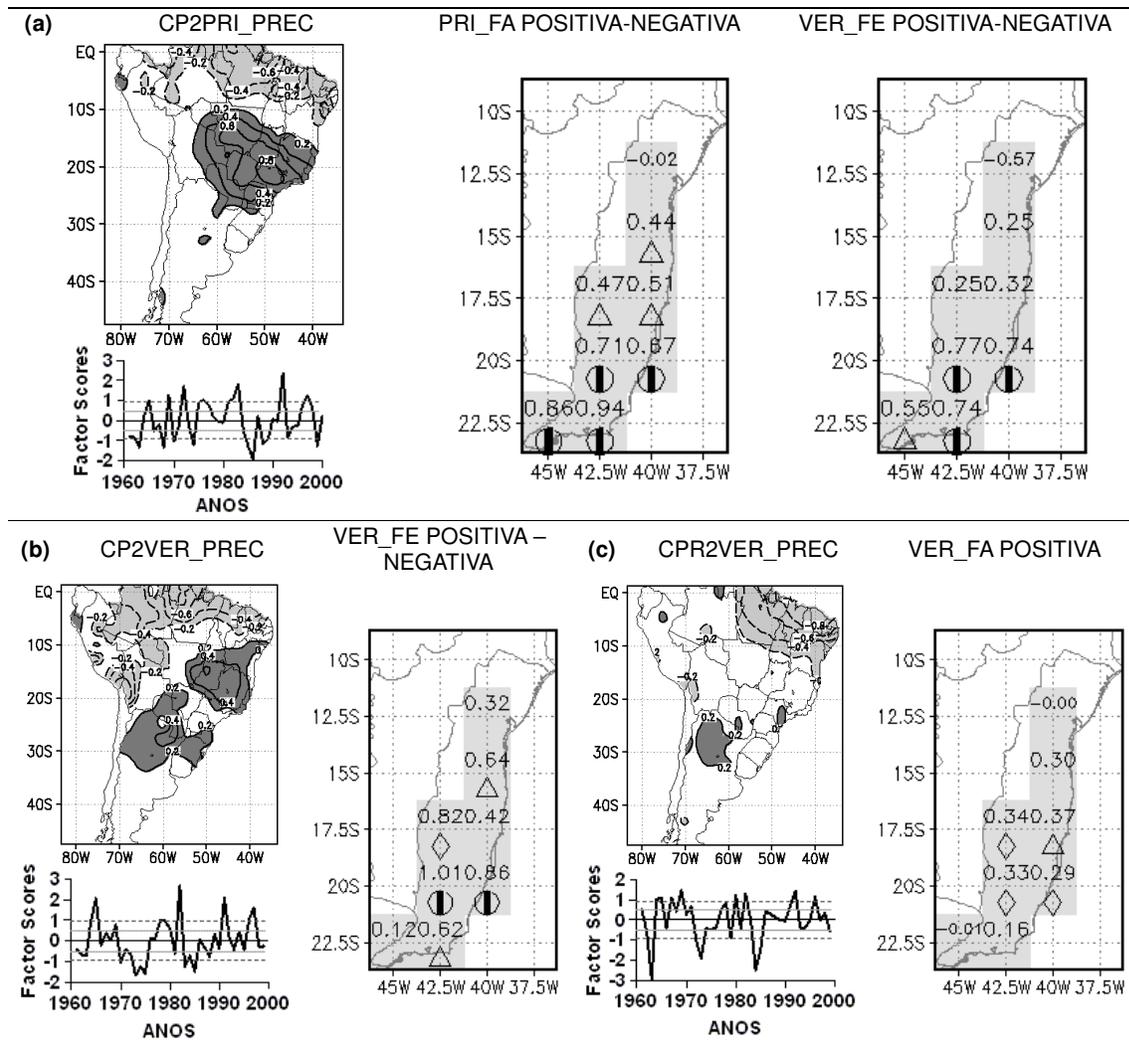


FIGURA 4.23 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DOS SEGUNDOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CP2PRI_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de primavera para fases anômalas positivas e negativas do modo (no centro) e de verão para fases extremas positivas e negativas (à direita); (b) CP2VER_PREC (à esquerda); diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases extremas positivas e negativas do modo (à direita); (c) CPR2VER_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de verão para fases anômalas positivas do modo (à direita). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadriculas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

4.2.4 Bacia do Rio Paraná (BRP)

A Bacia do Rio Paraná é composta pelo rio Paraná (codificado como L na Figura 1.7), que se forma da junção do rio Paranaíba (G na Figura 1.7) com o rio Grande (H na figura 1.7), na divisa do estado de São Paulo com Mato Grosso do Sul. Seu rio principal escoam de norte para sul, porém seus principais afluentes escoam de leste para oeste, em sua margem esquerda, e oeste para leste em sua margem direita. Seus principais afluentes de margem esquerda são os rios Tietê (codificado como I na Figura 1.7), Paranapanema (J na Figura 1.7) e Iguaçu (K na Figura 1.7). Na margem direita, seu principal afluente é o rio Paraguai, apesar de este correr para sul, paralelo ao rio Paraná, no território brasileiro, atravessar o Paraguai e encontra-se com o rio Paraná apenas na fronteira sul do Paraguai com a Argentina. A BRP é a segunda maior do Brasil e a com o maior número de aproveitamentos hidrelétricos. A análise dessa bacia será feita com base nas quadrículas e nos aproveitamentos dispostos na Figura 4.24 e na Tabela 4.13, na qual estão descritas as principais características dos aproveitamentos utilizados na média móvel de 30 dias.

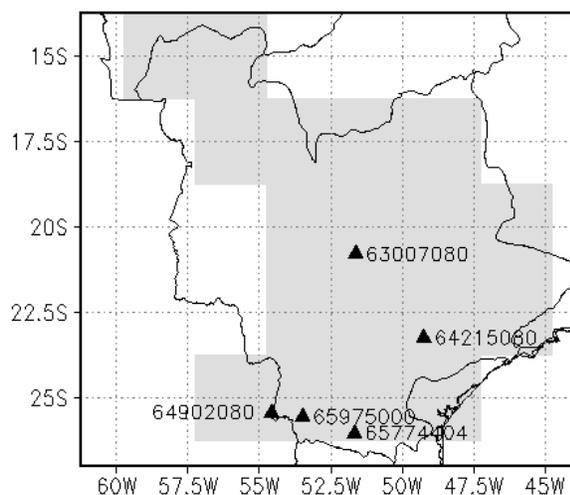


FIGURA 4.24 – BACIA DO RIO PARANÁ, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.13.

Nos anos de fases anômalas e extremas do primeiro modo de precipitação de primavera, as anomalias de vazão ocorrem ao longo da região norte, leste e sul da bacia, sendo mais significativas durante a fase negativa do primeiro modo

rotacionado de precipitação (Figura 4.25b, à direita). Neste caso, as anomalias de precipitação são negativas no CL e positivas no Sul, e estão associadas a anomalias de vazão de mesmo sinal. Essas anomalias se estabelecem no início da primavera e perduram até janeiro na parte norte da bacia (Figura 4.25b, à direita), a norte de Jupia (aproveitamento 63007080; Figura 4.25e, fase negativa à direita). No rio Iguaçu (aproveitamento 65774404), as anomalias são negativas até o início de outubro e atingem máxima anomalia positiva na metade de novembro (Figura 4.25f, fase negativa à direita).

TABELA 4.13: NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.24.

RIO	CODIGO	UHE	COORDENADAS	ÁREA DE DRENAGEM (km ²)	CAPACIDADE (MW)	INICIO DA OPERAÇÃO
Parapanema (J)	64215080	Jurumirim	23,23°S; 49,23°W	18.130	98	1962
Paraná (L)	63007080	Jupia	20,78°S; 51,63°W	470.000	1551,2	1974
	64902080	Itaipu	25,41°S; 54,59°W	822.000	14000	1984
Iguaçu (K)	65774404	Foz do Areia	26,01°S; 51,66°W	29900	1676	1980
	65975000	Salto Caxias	25,54°S; 53,49°W	57974	1240	1999

Nome dos principais rios juntamente com seu código referente às letras na Figura 4.24; código dos principais aproveitamentos hidrelétricos de acordo com a ANA, subdivididos pelo nome do rio, nome do aproveitamento e sua coordenada geográfica, área de drenagem, potência instalada e início das operações.

Durante as fases positivas do primeiro modo não rotacionado de primavera, as anomalias de vazão são negativas ao longo da bacia (Figura 4.25a, à direita). Na parte norte, essas anomalias são causadas pelas anomalias negativas de precipitação que ocorrem ao longo do inverno nessa região. No Sul, as anomalias de vazão são negativas sob a influência das anomalias referentes ao modo de precipitação, negativas durante a fase positiva do modo (Figura 4.25a, à esquerda). Neste caso, as anomalias negativas de vazão ocorrem desde o início da primavera até o fim de dezembro e início de janeiro, sendo mais intensas na bacia do rio Iguaçu (Figura 4.25f, fase positiva a esquerda) e em Itaipu (Figura não mostrada).

À medida que se aproxima o verão, as anomalias de precipitação ocorridas na primavera pouco influenciam as anomalias de vazão. Nesta estação, as anomalias de vazão são causadas pelas anomalias de precipitação que ocorrem ao longo do próprio verão. Durante os primeiros modos de precipitação de verão (Figura 4.25c e 4.25d), as anomalias de vazão refletem a disposição espacial das anomalias de precipitação. Durante a fase positiva (negativa) ocorrem anomalias negativas (positivas) de precipitação no CL, acompanhadas de anomalias negativas (positivas) de vazão na parte norte da BRP. No SEAS, ocorrem anomalias positivas (negativas)

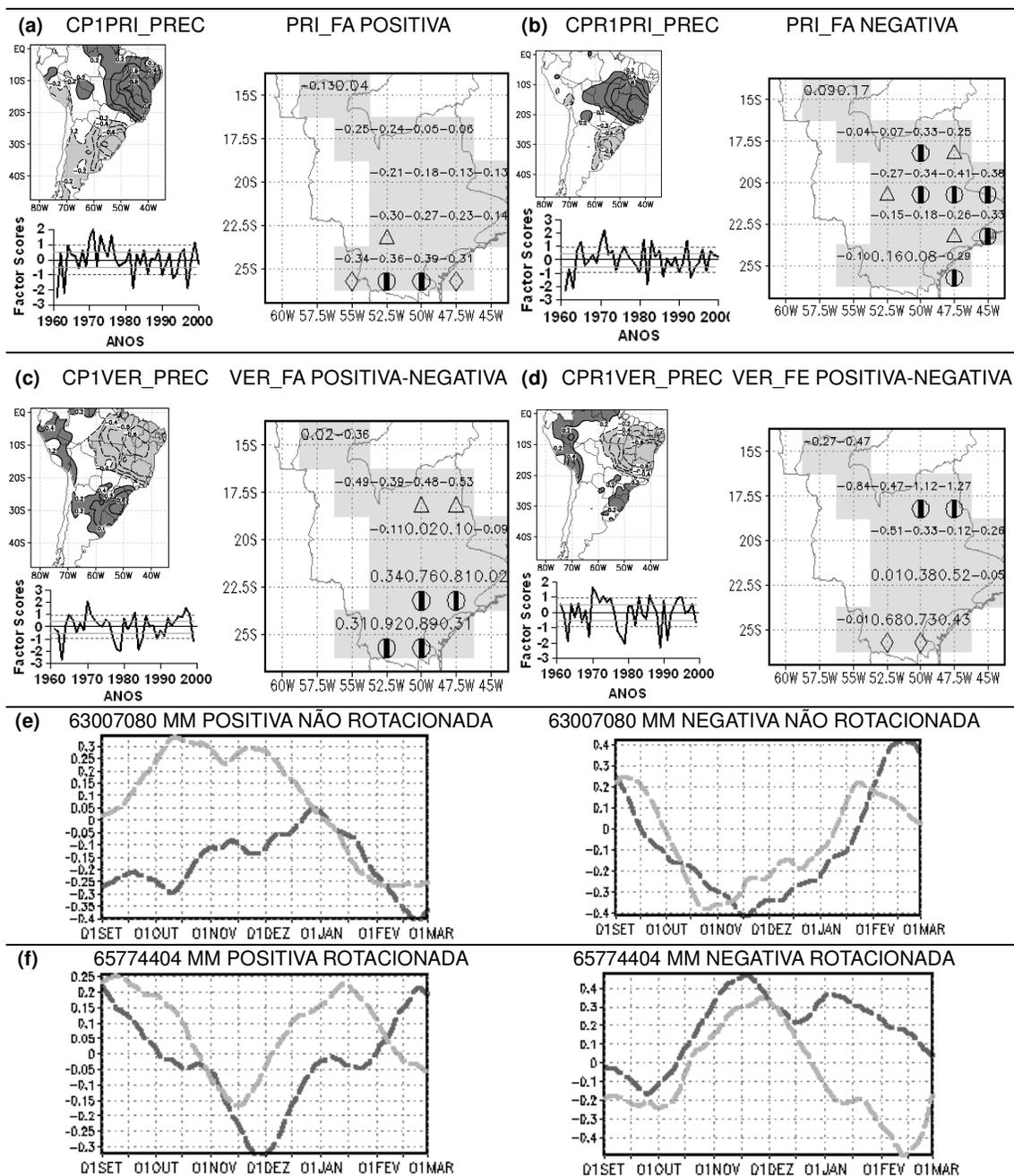


FIGURA 4.25 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DOS PRIMEIROS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CP1PRI_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de primavera para fases anômalas positivas do modo (à direita); (b) CPR1PRI_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de primavera para fases anômalas negativas do modo (à direita); (c) CP1VER_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases anômalas positivas e negativas do modo (à direita); (d) CPR1VER_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases extremas positivas e negativas do modo (à direita); média móvel de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão nos aproveitamentos (e) 63007080; e (f) 65774404 para as fases anômalas positivas (à esquerda) e negativas (à direita) dos modos de precipitação de primavera (linhas escuras) e de verão (linhas claras). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

de precipitação, acompanhadas por anomalias positivas (negativas) de vazão na parte sul da bacia (Figura 4.25c e 4.25d, à direita). Durante o modo não rotacionado, as anomalias de vazão são mais intensas na região sul, pois durante esse modo, as anomalias de precipitação no sul são mais intensas em relação ao modo rotacionado. O modo rotacionado está focalizado principalmente nas anomalias de precipitação que ocorrem sobre o CL, relacionado a anomalias de vazão mais intensas na região norte da bacia (Figura 4.25d, à direita). No modo não rotacionado, a região com anomalias de precipitação mais intensas sobre o CL desloca-se para o norte em relação ao modo rotacionado, estabelecendo-se no interior da Bahia e Tocantins, de maneira às anomalias de precipitação que atingem a cabeceira da BRP durante o modo não rotacionado serem menos intensas que no modo rotacionado, causando anomalias também menores (Figura 4.25c, à direita).

Durante as fases anômalas dos segundos modos de precipitação de primavera, as anomalias de vazão que ocorrem na BRP são causadas pelas anomalias de precipitação sobre o Sudeste, na região a sul da ZCAS (Figura 4.26a e 4.26b, à esquerda). Ao longo da região central e leste da bacia, as anomalias de vazão acompanham as anomalias de precipitação, sendo mais intensas em São Paulo, principalmente durante a fase positiva (Figura 4.26b, no centro), quando as anomalias de precipitação e vazão foram positivas. Durante o modo rotacionado (Figura 4.26b, à esquerda), as anomalias de vazão são maiores e deslocadas para o sul, uma vez que as anomalias de precipitação também estão deslocadas para sul em relação ao modo não rotacionado (Figura 4.26b, no centro).

Ao longo do verão as anomalias de vazão distribuem-se conforme as anomalias de precipitação que ocorreram durante a primavera. Durante o modo não rotacionado, as anomalias de vazão concentraram-se sobre SP, com mesmo sinal das anomalias de precipitação que ocorreram nessa região ao longo da primavera (Figura 4.26a, à direita). No modo rotacionado, as anomalias de vazão deslocaram-se para sul em relação às anomalias do modo não rotacionado devido ao deslocamento das anomalias de precipitação nessa mesma direção (Figura 4.26b, à direita).

No verão as anomalias de precipitação relativas ao CP2VER_PREC concentram-se no CL (Figura 4.27a, à esquerda) e estão associadas a anomalias de vazão de mesmo sinal principalmente no sul de Minas Gerais e em São Paulo (Figura 4.27a, à direita). Nos casos mais intensos, as anomalias propagam-se até o

sul da bacia, ao longo do rio Paraná. Quando ocorre o CPR2VER_PREC (Figura 4.27b, à esquerda), as anomalias de precipitação concentram-se no interior de Minas Gerais, São Paulo e porção leste do Paraná, com baixa intensidade. As anomalias de vazão as acompanham, principalmente durante a fase positiva, na qual as anomalias de precipitação, e conseqüentemente as de vazão, são positivas (Figura 4.27b, à direita).

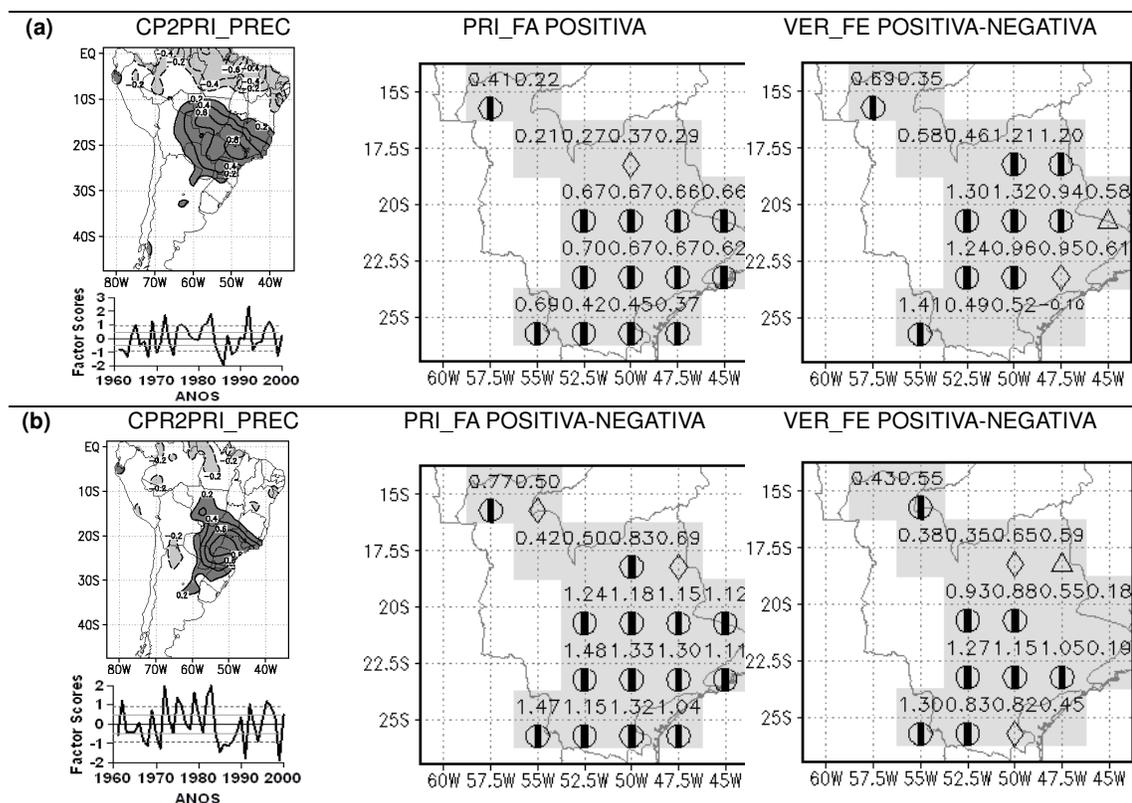


FIGURA 4.26 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DOS SEGUNDOS MODOS NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA

(a) CP2PRI_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de primavera para fases anômalas positivas e negativas do modo (no centro) e de verão para fases extremas positivas e negativas do modo (à direita); (b) CPR2PRI_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de primavera para fases anômalas positivas e negativas do modo (no centro) e de verão para fases extremas positivas e negativas do modo (à direita). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de $0,2$, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância $0,05$ (Φ), $0,1$ (\diamond) e $0,15$ (Δ).

De maneira geral, quando as anomalias de vazão durante a primavera são negativas, principalmente durante os modos não rotacionados, com mais enfoque na região Sul, as anomalias de vazão no verão mantêm-se negativas, ou positivas com pequena intensidade (Figura 4.25e, à direita). Quando as anomalias de precipitação

sobre o Sul na primavera são positivas, mesmo que de baixa intensidade, as anomalias de vazão no verão tornam-se bastante positivas, principalmente no sul da bacia, a partir do rio Paranapanema (Figura 4.25f, à esquerda). Diferentemente das bacias anteriores, que escoam para norte, essa bacia sofre maior influência das anomalias relativas aos segundos modos de precipitação, principalmente durante a primavera. Neste caso, as anomalias de precipitação localizam-se mais a sul, abrangendo boa parte da área da bacia.

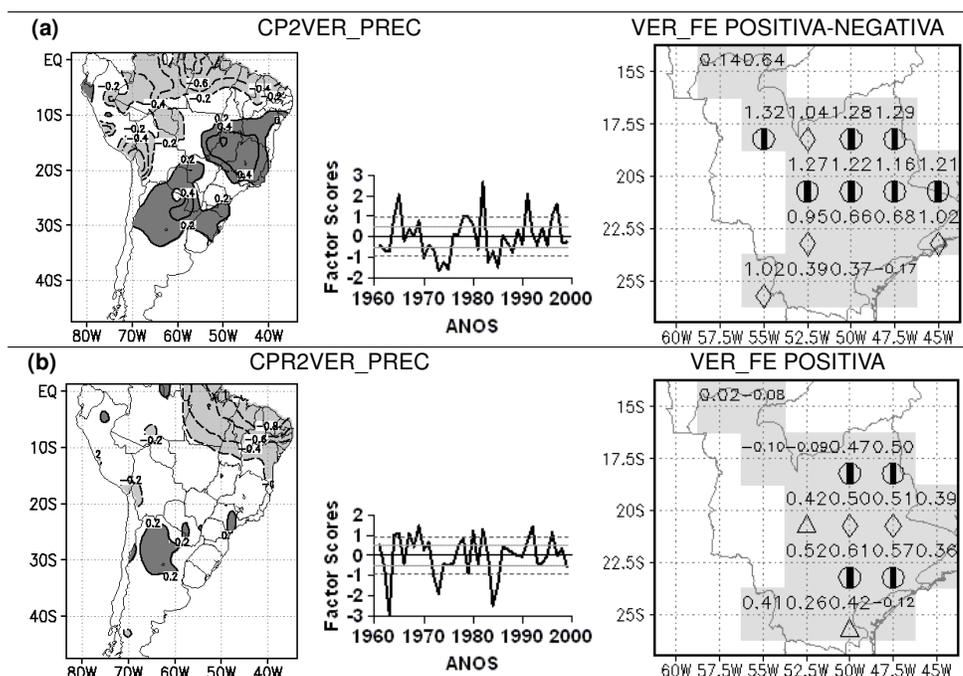


FIGURA 4.27 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DOS SEGUNDOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE VERÃO

(a) CP2VER_PREC (à esquerda) e diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases extremas positivas e negativas do modo (à direita); (b) CPR2VER_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de verão para fases extremas negativas do modo (à direita). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

4.2.5 Bacia do Rio Uruguai (BRU)

A bacia do Rio Uruguai localiza-se na região Sul do país, entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. O Rio Uruguai (codificado como M na Figura 1.7) nasce na região leste de Santa Catarina e escoam para oeste e depois para sul, ao longo da fronteira oeste do Rio Grande do Sul. Essa bacia, juntamente com a BRP, faz parte da Bacia do Prata. O rio da Prata forma-se justamente da junção do Rio Uruguai com o Rio Paraná, na fronteira entre a Argentina e o Uruguai. A análise

dessa bacia será feita com base nas quadrículas e nos aproveitamentos dispostos na Figura 4.28 e na Tabela 4.14, na qual estão descritas as principais características dos aproveitamentos utilizados na média móvel de 30 dias.

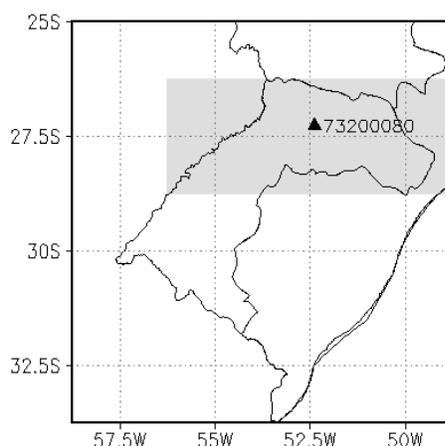


FIGURA 4.28 – BACIA DO RIO URUGUAI, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.14.

TABELA 4.14 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.28.

RIO	CODIGO	UHE	COORDENADAS	ÁREA DE DRENAGEM (km ²)	CAPACIDADE (MW)	INICIO DA OPERAÇÃO
Uruguai (M)	73200080	Ita	27,27°S; 52,38°W	44500	1450	2000

Nome dos principais rios juntamente com seu código referente às letras na Figura 4.28; código dos principais aproveitamentos hidrelétricos de acordo com a ANA, subdivididos pelo nome do rio, nome do aproveitamento e sua coordenada geográfica, área de drenagem, potência instalada e início das operações.

Durante o primeiro modo de precipitação de primavera (Figura 4.29a, à esquerda), as anomalias de vazão respondem às anomalias de precipitação ocorridas no Sul do país. As maiores anomalias de vazão ocorrem durante as fases extremas negativas (Figura 4.29a, no centro), quando anomalias positivas de precipitação no SEAS estão associadas a anomalias positivas de vazão na BRU. No modo rotacionado, as anomalias de vazão são menos intensas, uma vez que esse modo está mais focado sobre as anomalias de precipitação que ocorrem no CL (Figura não mostrada). Ao longo da primavera, as anomalias de vazão apresentam mesmo sinal que as anomalias de precipitação no SEAS e mantêm esse comportamento até o verão, quando o sinal das anomalias de vazão tende a se inverter (Figura 4.29c, fase positiva a direita e fase negativa à esquerda).

No verão, as anomalias de precipitação relacionadas ao primeiro modo não rotacionado da primavera estão associadas a anomalias de vazão menos intensas e

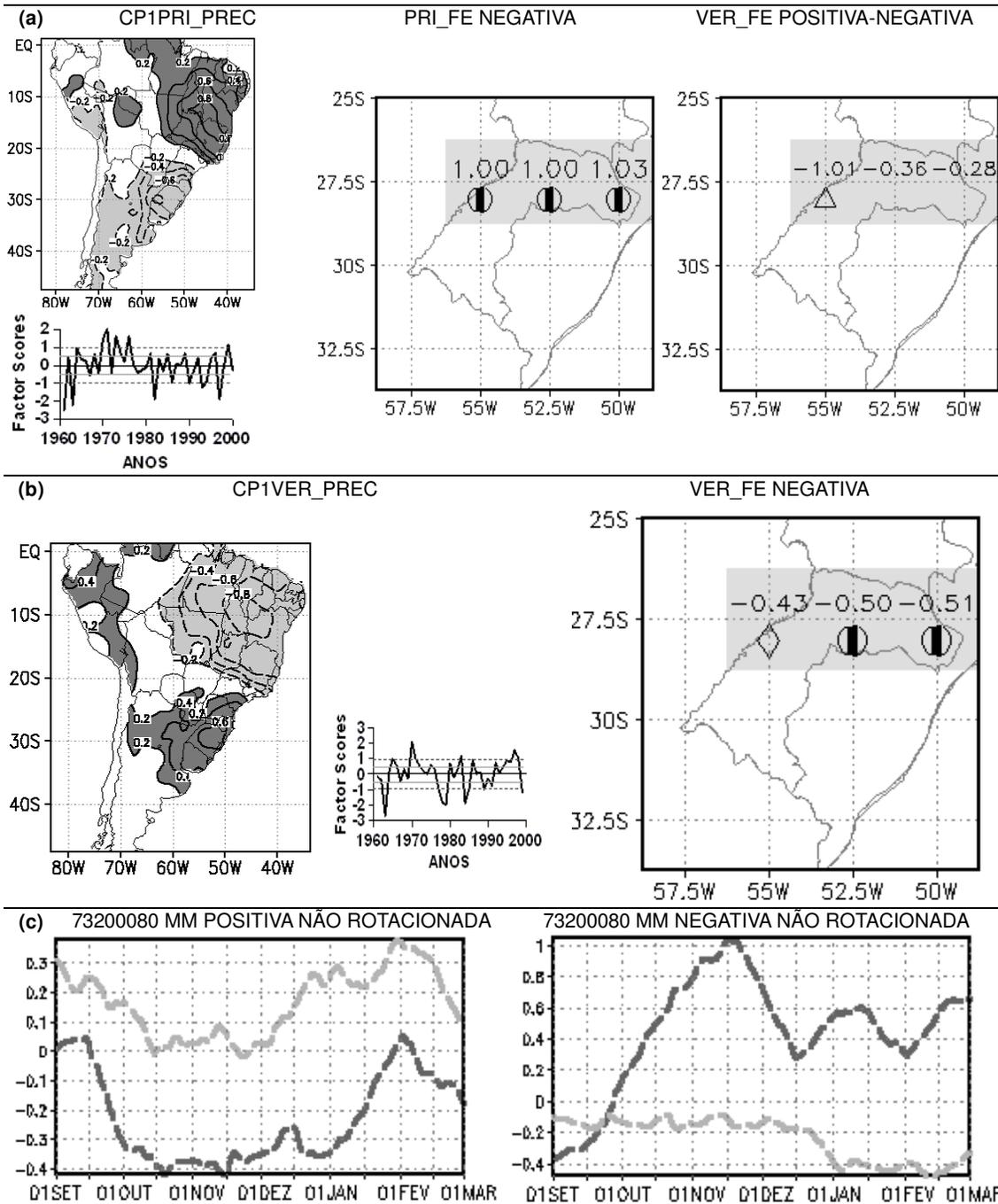


FIGURA 4.29 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CP1PRI_PREC (à esquerda), anomalias de vazão de primavera para fases extremas negativas do modo (no centro) e entre diferença entre as anomalias de vazão de verão para fases extremas positivas e negativas (à direita); (b) CP1VER_PREC (à esquerda) e as anomalias de vazão de verão para fases extremas negativas do modo (à direita); (c) média móvel de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão no aproveitamento 73200080 para as fases anômalas positivas (à esquerda) e negativas (à direita) dos modos de precipitação de primavera (linhas escuras) e de verão (linhas claras). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

ainda negativas sobre a BRU (Figura 4.29a, à direita). Apenas em fevereiro ocorre um pico relativo nas anomalias de vazão, aproximando-se de zero, contudo ainda negativos (Figura 4.29c, à esquerda). No modo rotacionado, as maiores anomalias ocorreram durante a fase negativa. Neste caso, as anomalias de precipitação foram positivas sobre o SEAS na primavera e estiveram associadas a anomalias positivas de vazão durante o verão, principalmente no oeste da bacia (Figuras não mostradas).

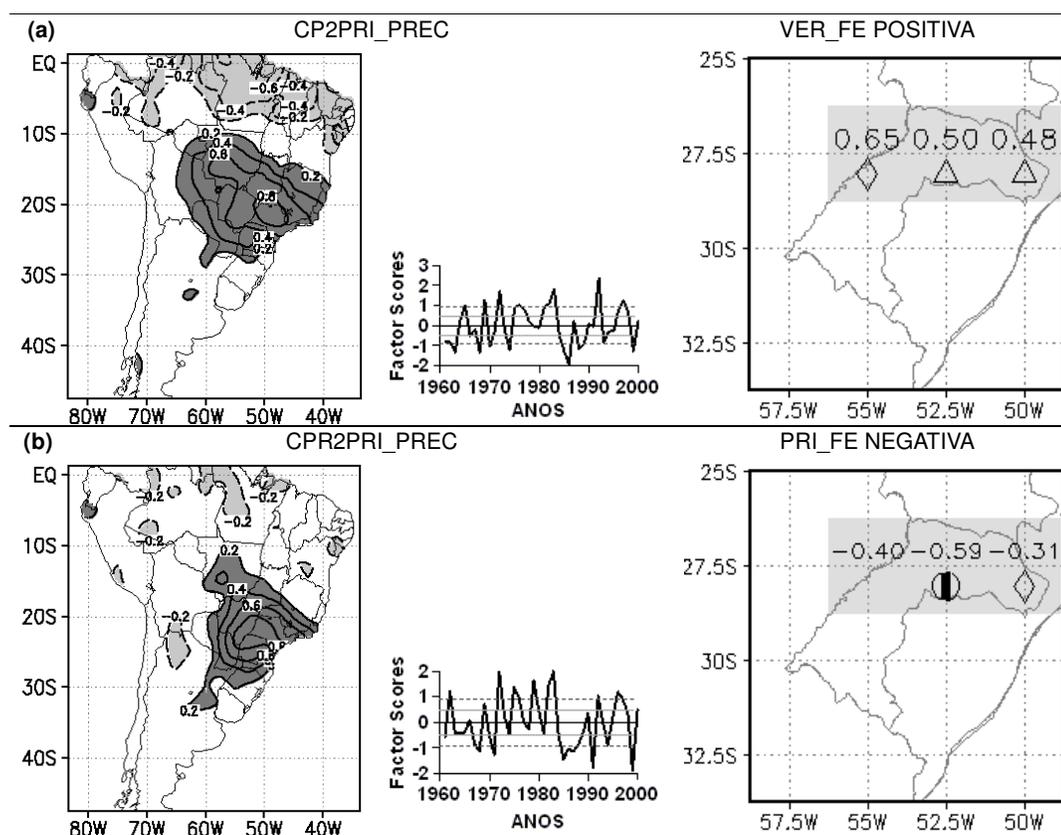


FIGURA 4.30 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DOS SEGUNDOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA

(a) CP2PRI_PREC (à esquerda) e as anomalias de vazão de verão para fases extremas positivas do modo (à direita); (b) CPR2PRI_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de primavera para a fase extrema negativa do modo (à direita). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\diamond) e 0,15 (Δ).

Ao longo das fases extremas do primeiro modo de precipitação de verão (Figura 4.29b, à esquerda), as anomalias de vazão refletem as anomalias de precipitação ocorridas sobre o SEAS, sendo mais intensas durante as fases

negativas (Figura 4.29b, à direita). Nessa fase, anomalias negativas sobre o SEAS estão associadas a anomalias negativas de vazão ao longo de toda a bacia, negativas desde a primavera (Figura 4.29c, à direita).

Durante os segundos modos de precipitação de primavera (Figura 4.30a – não rotacionado – e 4.30b – rotacionado), houve poucas anomalias de vazão na BRU. Essas ocorreram principalmente durante as fases extremas negativas no modo rotacionado, quando as anomalias negativas de precipitação sobre o Sudeste e Sul estiveram associadas a anomalias negativas de vazão na BRU (Figura 4.30b, à direita), uma vez que nesse modo as anomalias de precipitação estendem-se mais a sul, atingindo o oeste de Santa Catarina e as cabeceiras da BRU.

Ao longo do verão, as anomalias de precipitação associadas com o segundo modo de primavera ainda produzem anomalias de vazão, mais intensas durante a fase extrema positiva do modo não rotacionado (Figura 4.30a, à esquerda). Neste caso, as anomalias de precipitação sobre o Sudeste e Sul durante a primavera estão associadas a anomalias positivas de vazão durante o verão na BRU, principalmente em sua porção oeste (Figura 4.30a, à direita).

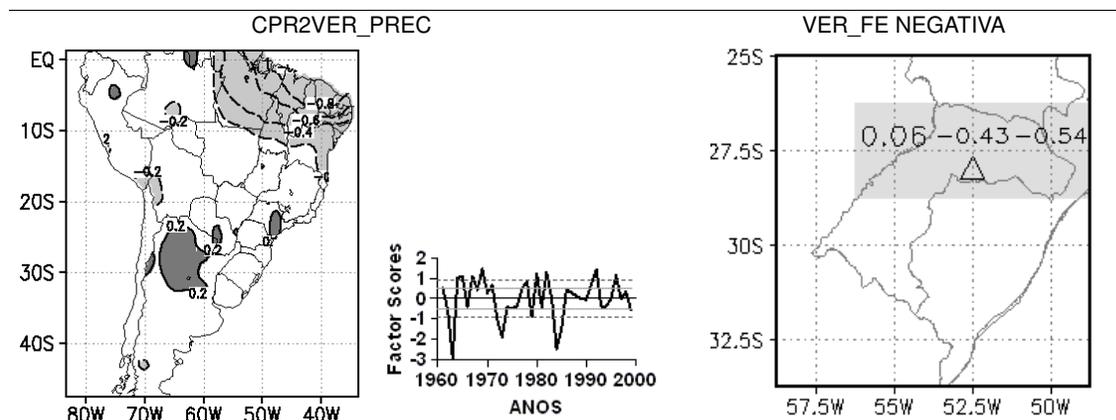


FIGURA 4.31 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DO SEGUNDO MODO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE VERÃO

CPR2VER_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de verão para a fase extrema negativa do modo (à direita). No mapa do modo, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). No gráfico, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). No mapa dos campos anômalos, as quadriculas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância 0,05 (Φ), 0,1 (\Diamond) e 0,15 (Δ).

Ao longo dos anos anômalos e extremos do CP2VER_PREC, as anomalias de precipitação têm pouca influência nas anomalias de vazão da BRU. Durante as fases positivas, as anomalias são mais intensas, positivas e relacionadas a anomalias positivas de precipitação que ocorrem tanto sobre o SEAS quanto sobre o

CL (Figuras não mostradas). Contudo essas anomalias são pouco intensas e não resultam em grandes anomalias de vazão. Já durante o CPR2VER_PREC (Figura 4.31, à esquerda), as anomalias e vazão são mais intensas durante a fase negativa, no leste da BRU (Figura 4.31, à direita). Nesta fase ocorrem anomalias negativas de precipitação, de baixa intensidade, que estão associadas às anomalias de vazão, também negativas.

A partir dessas evoluções temporais das anomalias de vazão, é possível perceber que a BRU é mais sensível a anomalias de vazão negativas durante a primavera, principalmente relacionadas aos primeiros modos, nos quais as anomalias de precipitação negativas ocorrem sobre o Sul do país, diretamente sobre as cabeceiras da bacia. Quando ocorre essa situação, as anomalias negativas perduram até o verão (Figura 4.29).

4.2.6 Bacia do Atlântico Sul (BAS)

Assim como a BAL, a Bacia do Atlântico Sul é formada por diversas bacias independentes, que escoam para leste a partir da Serra do Mar e da Serra Geral. Inicia-se no litoral sul de São Paulo e estende-se até o litoral sul do Rio Grande do Sul. Suas principais bacias são a do Rio Itajaí e do Rio Chapecó, em Santa Catarina, e a do Rio Jacuí (codificado como N na Figura 1.7), juntamente com o Complexo da Lagoa dos Patos, no Rio Grande do Sul. A análise dessa bacia será feita com base nas quadrículas e nos aproveitamentos dispostos na Figura 4.32 e na Tabela 4.15, na qual estão descritas as principais características dos aproveitamentos utilizados na média móvel de 30 dias.

Durante as fases anômalas e extremas do primeiro modo não rotacionado de precipitação de primavera (Figura 4.33a, à esquerda), as anomalias de vazão refletem as anomalias de precipitação que ocorrem na região Sul, principalmente na parte sul da bacia, onde se localizam as maiores anomalias de precipitação. Além disso, as anomalias de vazão foram mais intensas durante a fase extrema negativa (Figura 4.33a, ao centro). Nessa fase, as anomalias de precipitação no SEAS são positivas e refletem-se nas anomalias positivas de vazão ao longo de toda a bacia, tornando-se positivas a partir do início de outubro, atingindo máximo em novembro, depois decrescendo, mas ainda permanecendo positivas durante o verão (Figura

4.33c, à direita). Durante as fases positivas, as anomalias de vazão na BAS permanecem negativas até o verão, com valores mínimos entre outubro e dezembro (Figura 4.33c, à esquerda). Nos campos anômalos do modo rotacionado, as anomalias de vazão foram menos intensas, uma vez que esse modo de precipitação está mais focalizado nas anomalias que ocorrem sobre o CL que o modo não rotacionado (Figuras não mostradas).

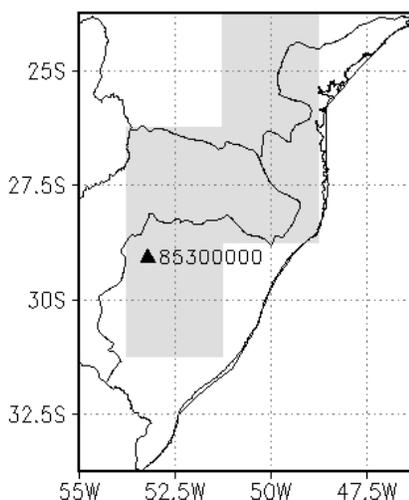


FIGURA 4.32 – BACIA DO ATLÂNTICO SUL, COM AS QUADRÍCULAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS, CONFORME A TABELA 4.15.

TABELA 4.15 – NOMENCLATURA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS REPRESENTADAS NA FIGURA 4.32.

RIO	CODIGO	UHE	COORDENADAS	ÁREA DE DRENAGEM (km ²)	CAPACIDADE (MW)	INICIO DA OPERAÇÃO
Jacuí (N)	85300000	Jacuí	29,07°S; 53,2°W	8220	150	1962

Nome dos principais rios juntamente com seu código referente às letras na Figura 4.32; código dos principais aproveitamentos hidrelétricos de acordo com a ANA, subdivididos pelo nome do rio, nome do aproveitamento e sua coordenada geográfica, área de drenagem, potência instalada e início das operações.

Ao longo do verão dos anos anômalos e extremos dos primeiros modos de primavera, as anomalias de vazão apresentam-se mais fracas, mas de mesmo sinal que na primavera, e são mais significativas durante a fase anômala positiva do modo não rotacionado (Figura 4.33a, à direita, e Figura 4.33c, à esquerda). Cabe salientar que o CP1PRI_PREC está positivamente correlacionado ao CP1VER_PREC (Tabela 3.1 e Figura 3.32a) que, durante a fase negativa, apresenta anomalias positivas de precipitação sobre a região da BAS. Contudo, essas anomalias são pouco intensas. Dessa maneira, é possível que as anomalias de vazão observadas durante o verão sejam resultado das anomalias de vazão ocorridas durante a primavera.

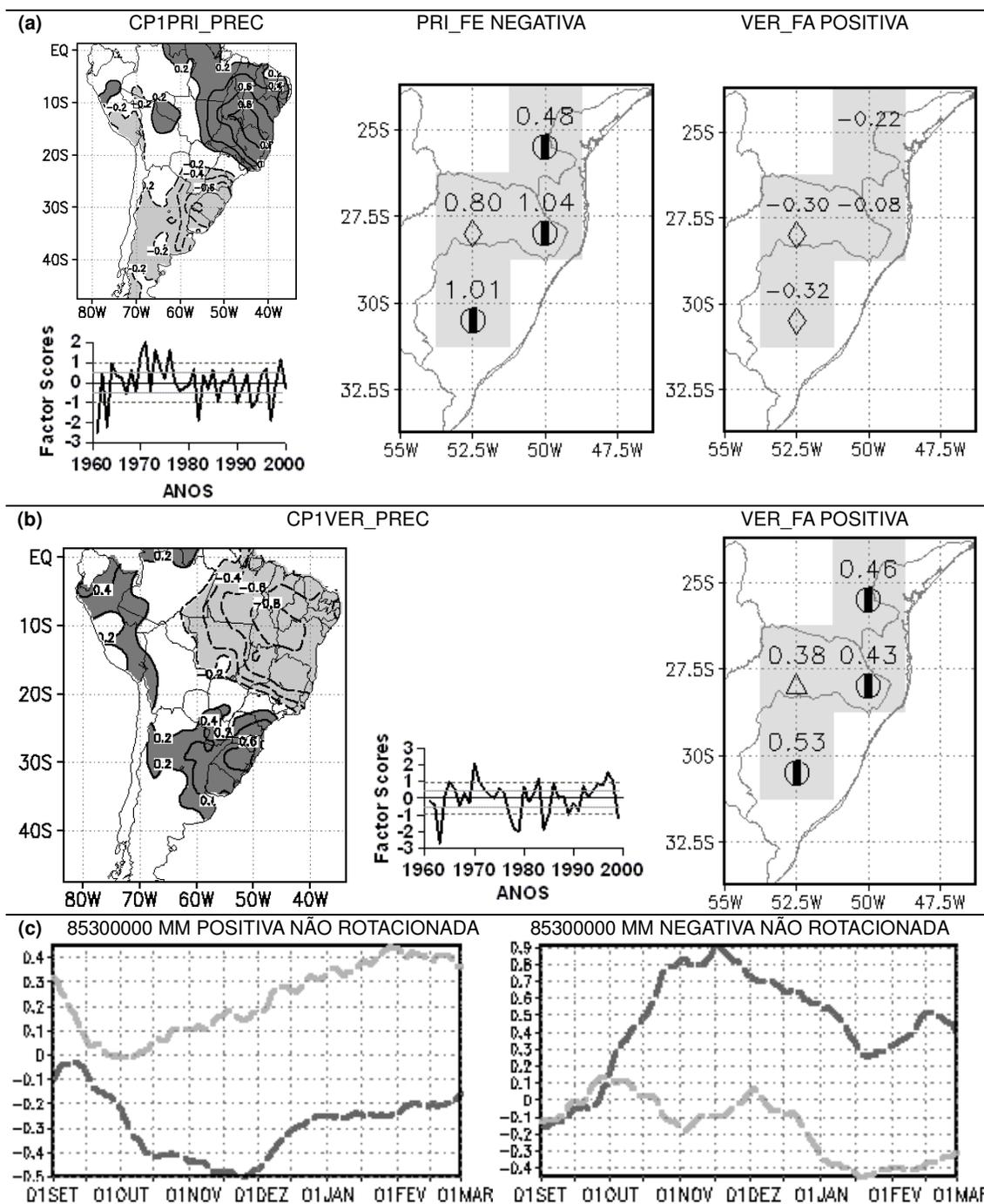


FIGURA 4.33 – ANOMALIAS DE VAZÃO E SUA EVOLUÇÃO ASSOCIADAS COM FASES ANÔMALAS E EXTREMAS DO PRIMEIRO MODO NÃO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA E VERÃO

(a) CP1PRI_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de primavera para a fase extrema negativa (no centro) e de verão para a fase anômala positiva (à direita); (b) CP1VER_PREC (à esquerda) e anomalias de vazão de verão para a fase anômala positiva (à direita); (c) média móvel de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão no aproveitamento 85300000 para as fases anômalas positivas (à esquerda) e negativas (à direita) dos modos de precipitação de primavera (linhas escuras) e de verão (linhas claras). Nos mapas dos modos, as isolinhas representam os *Factor Loadings* e iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de $0,2$, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). Nos gráficos, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadrículas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias padronizadas de vazão, com nível de significância $0,05$ (Φ), $0,1$ (\Diamond) e $0,15$ (Δ).

Nos anos anômalos e extremos dos primeiros modos de precipitação de verão (Figura 4.33b, à esquerda), as anomalias de vazão refletiram as anomalias de precipitação ocorridas no SEAS, sendo maiores durante a fase anômala positiva não rotacionada (Figura 4.33b, à direita). Nesse caso, as anomalias de precipitação são positivas no Sul do país e estão associadas a anomalias positivas de vazão ao longo de toda a BAL. Essas anomalias são positivas ao longo de todo o período e apenas no início da primavera ocorre uma diminuição na intensidade das anomalias, sem, contudo tornarem-se negativas (Figura 4.33c, à esquerda). Além disso, as anomalias são mais intensas na região sul da bacia, onde estão localizadas as maiores anomalias de precipitação. Durante o modo rotacionado, as anomalias de precipitação são menos intensas que durante o modo não rotacionado, causando anomalias de vazão menores e menos significativas que no modo não rotacionado (Figuras não mostradas).

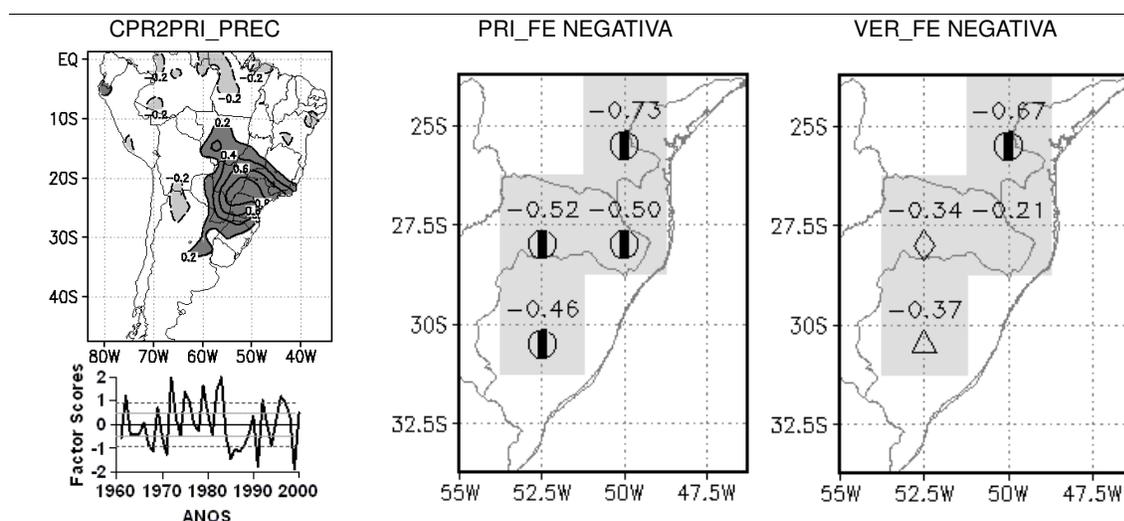


FIGURA 4.34 – ANOMALIAS DE VAZÃO ASSOCIADAS COM FASES EXTREMAS DO SEGUNDO MODO ROTACIONADO DE PRECIPITAÇÃO DE PRIMAVERA

CP2PRI_PREC (à esquerda) e campos extremos de vazão de primavera (no centro) e de verão (à direita), relacionados à fase negativa do modo. No mapa do modo, as isolinhas representam os *Factor Loadings*, iniciam em $\pm 0,2$, com intervalo de 0,2, com valores positivos (negativos) sombreados mais escuros (claros). No gráfico, as linhas cheias (pontilhadas) em cinza representam $\pm 0,50\sigma$ ($\pm 0,95\sigma$). Nos mapas dos campos anômalos, as quadriculas sombreadas possuem dados; os números representam as anomalias de vazão, com nível de significância 0,05 (ϕ), 0,1 (\diamond) e 0,15 (Δ).

Durante as fases extremas do segundo modo rotacionado de precipitação de primavera (Figura 4.34, à esquerda), as anomalias de vazão refletem as anomalias de precipitação ocorridas no Sudeste e no Sul principalmente sobre São Paulo. Essas anomalias de vazão são mais intensas na região norte da bacia. As maiores anomalias ocorrem durante a fase extrema negativa do modo rotacionado (Figura

4.34, no centro), durante o qual as anomalias de vazão são mais intensas e abrangentes, pois as anomalias de precipitação ocorrem deslocadas para sul em relação às anomalias de vazão do modo não rotacionado.

Ao longo do verão, as anomalias de vazão associadas ao segundo modo rotacionado de primavera ainda tem o mesmo sinal que na primavera, sendo mais fortes na porção norte da BAS (Figura 4.34, à direita). Durante o modo não rotacionado, as anomalias de precipitação de primavera ocorrem sobre o Sudeste, principalmente na divisa de São Paulo com Minas Gerais. Com isso, as anomalias de vazão concentram-se principalmente, na porção norte da bacia (Figuras não mostradas).

No verão, o segundo modo não rotacionado de precipitação, com anomalias de precipitação no CL e no SEAS, não apresentam impactos significativos nas anomalias de vazão da BAL. As maiores anomalias ocorrem durante a fase anômala negativa, contudo com baixa intensidade e significância (Figuras não mostradas).

Embora os primeiros modos de precipitação de primavera e verão sejam positivamente correlacionados, a evolução das anomalias de vazão associadas com eles no Sul do Brasil não é tão semelhante quanto no CL (por exemplo, na BSF), onde a tendência à inversão das anomalias de precipitação entre a primavera e o verão parece mais forte (GRIMM, PAL e GIORGI, 2007). Isto se pode verificar pela comparação da evolução das vazões na BSF (Figura 4.17c) e na BAS (Figura 4.33c).

A análise dos campos anômalos de vazão de cada uma das bacias em relação às fases anômalas e extremas de cada modo de precipitação auxilia no esclarecimento de algumas relações encontradas na correlação entre os CP's de precipitação e vazão.

Durante a primavera, o CP1PRI_PREC é correlacionado tanto ao CP1PRI_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5a) quanto ao CP2PRI_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5b). Comparando as duas relações, nota-se que a BRP, exceto ao longo do rio Iguaçu, apresenta anomalias de vazão de sinal oposto entre o CP1PRI_VAZ e o CP2PRI_VAZ, estando, contudo, associadas ao mesmo modo de precipitação. Analisando o campo anômalo de vazão ao longo da BRP durante o CP1PRI_PREC (Figura 4.25a), nota-se que as anomalias de vazão foram negativas ao longo de toda a bacia, mas com significância e maior intensidade ao longo do rio Iguaçu, no sul da

bacia (Figura 4.25a, à direita). Portanto, a relação que mais se aproxima da resposta da bacia às anomalias de precipitação é a correlação do CP1PRI_PREC com o CP2PRI_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5b), o que é totalmente coerente com a maior correlação entre estes modos, se comparada com a correlação entre CP1PRI_PREC com o CP1PRI_VAZ (Tabela 4.1).

A relação entre o CP1PRI_PREC e o CP1PRI_VAZ é mais intensa nas bacias que escoam para norte, como a BRT (Figura 4.14a), BSF (Figura 4.17a) e a BAL (Figura 4.22a), que respondem diretamente a essas anomalias de precipitação.

Portanto, a relação entre o CP1PRI_PREC e o CP1PRI_VAZ enfatiza o impacto dos eventos de EN sobre as anomalias de vazão das bacias no CL e no Nordeste do país, mais afetados por essa fase dos eventos ENOS. A relação entre o CP1PRI_PREC e o CP2PRI_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5b) focaliza nas anomalias de vazão principalmente da BRP (Figura 4.25a), bastante afetada tanto por EN quanto por LN.

Na relação do CP2PRI_PREC com o CP1PRI_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5c) e do CP2PRI_PREC com o CP2PRI_VAZ (Tabela 4.1 e Figura 4.5d), todas as bacias apresentam respostas às anomalias de precipitação sobre o Sudeste. Contudo, a intensidade dessa resposta varia com a fase de bacia para bacia. Nas BRT e BAL, a resposta a essas anomalias de precipitação foram de mesma intensidade, tanto na fase positiva quanto na negativa (Figura 4.15a e 4.23a). Nas BSF e BRP, a resposta foi positiva e intensa, principalmente durante a fase positiva do modo de precipitação (Figura 4.19 e 4.26a). Nas bacias a sul, BRU e BAS, as anomalias foram mais intensas durante a fase negativa do CP2PRI_PREC (Figura 4.30a e Figura não mostrada para a BAL). Assim, as bacias que escoam para norte, juntamente com a BRP, apresentam anomalias de vazão mais significativas principalmente durante a fase positiva do CP2PRI_PREC, enquanto que as bacias no Sul são mais sensíveis às anomalias negativas de precipitação no Sudeste. Contudo, é possível que o fator que defina a ocorrência de modos de vazão conforme o CP1PRI_VAZ ou o CP2PRI_VAZ esteja associado à distribuição espacial das anomalias de precipitação dentro do próprio modo CP2PRI_PREC. Quando as anomalias são mais intensas no Norte e Nordeste, as bacias dessa região são mais beneficiadas. Se as anomalias de precipitação forem mais intensas na região Sudeste, é possível que as bacia do sul do país sejam as favorecidas.

Na relação entre os modos rotacionados de primavera, as anomalias de vazão estão mais claras, uma vez que a rotação do modo isola anomalias relacionadas a uma mesma forçante, tornando o modo mais focalizado. O CPR1PRI_PREC está correlacionado apenas com o CPR1PRI_VAZ, no qual as anomalias de vazão mudam de sinal exatamente sobre a BRP (Tabela 4.2 e Figura 4.6a). Com isso, a região norte dessa bacia está sob influência das anomalias de precipitação ocorridas no CL e a região sul sob a influência das anomalias de precipitação sobre o SEAS. A composição dos campos anômalos de vazão na BRP para as fases do CPR1PRI_PREC evidencia justamente essa relação, com anomalias positivas na região norte da bacia e anomalias negativas a sul, principalmente sobre o rio Iguaçu (Figura 4.25b, à direita). Além disso, as anomalias de precipitação relativas ao modo rotacionado foram mais intensas apenas na BRP e na BAL. Nas outras bacias ao sul, as anomalias de vazão foram mais intensas durante os anos de fases extremas e anômalas do CP1PRI_PREC (Figura 4.33a, à direita – BAS – e Figura 4.29a, à direita – BRU).

A relação entre o CPR2PRI_PREC e o CPR2PRI_VAZ (Figura 4.6b) também é mais intensa nas bacias a sul, dessa vez incluindo a BRP. Esse modo de precipitação apresenta maior influência nas bacias que escoam para sul devido a sua localização, na divisa entre os estados de São Paulo e Paraná, estendendo-se principalmente para sul, afetando de maneira mais significativa as BRP (Figura 4.27b), BRU (Figura 4.30b) e BAS (Figura 4.34).

No verão, as anomalias de vazão também são influenciadas pelas anomalias de precipitação ocorridas durante a primavera, especialmente àquelas relacionadas ao CP2PRI_PREC. Este modo está correlacionado tanto ao CP1VER_VAZ (Figura 4.11a) quanto ao CP2VER_VAZ (Figura 4.11b), nos quais as anomalias de vazão apresentam mesmo sinal da precipitação no SE ou ao norte (Figura 4.11a) ou ao sul (Figura 4.11b). Novamente, o comportamento das bacias divide-se de acordo com a intensidade das anomalias de vazão em resposta às anomalias de precipitação do modo.

Assim, nas BRT e BSF, as anomalias de vazão durante o verão são menos intensas e estão relacionadas principalmente a fase negativa do modo de precipitação, em especial ao longo da BSF (Figura 4.19, à direita). Nas outras bacias, as anomalias foram mais intensas, especialmente durante a fase positiva: na

BAL, as anomalias se concentram na parte sul da bacia, ao longo do litoral do Rio de Janeiro e São Paulo (Figura 4.23a, à direita); na BRP, as anomalias ocorrem ao longo de toda a bacia, com mais intensidade em São Paulo (Figura 4.26a, à direita); na BRU, as anomalias foram mais intensas durante a fase positiva ao longo de toda a bacia (Figura 4.30a, à direita). Assim, a relação do CP2PRI_PREC com o CP1VER_VAZ (Tabela 4.8 e Figura 4.11a) concentra-se na região CL e Nordeste e está associada às anomalias de vazão nas BRT e BSF.

No verão, o CP1VER_VAZ está correlacionado ao CP2VER_PREC (Tabela 4.6 e Figura 4.9c), enfatizando a ocorrência de anomalias de vazão ao longo das bacias a norte e no norte da BRP, principalmente durante a fase positiva (BRT – Figura 4.15c, no centro; BSF – Figura 4.20a, à direita; BAL – Figura 4.23b, à direita; e BRP – Figura 4.27a, à direita).

A correlação do CP2PRI_PREC com o CP2VER_VAZ (Tabela 4.8 e Figura 4.11b) enfatiza a relação entre as anomalias de precipitação e vazão ao longo das bacias do Sul (Figura 4.30a, à direita, relativa à BRU), acrescidas da BRP (Figura 4.26a, à direita) e da porção sul da BAL (Figura 4.23a, à direita). O CP2PRI_PREC está positivamente correlacionado ao CP2VER_PREC, associando anomalias positivas (negativas) de precipitação no Sudeste durante a primavera a anomalias positivas (negativas) no CL e no SEAS durante o verão. Ambas as anomalias de precipitação estão relacionadas ao CP2VER_VAZ, enfatizando as anomalias de vazão na BRP. Durante os anos anômalos e extremos do CP2PRI_PREC, as anomalias de vazão de verão são positivas e bastante significativas (Figura 4.27a à direita), evidenciando a influência das anomalias de precipitação de primavera, que ocorrem sobre o Sudeste, nas anomalias de vazão de verão na BRP. Nos campos anômalos relativos ao CP2VER_PREC, as anomalias de vazão estão mais concentradas no norte, contudo a região sul da bacia também apresenta campos anômalos significativos de vazão relacionados ao modo de precipitação (Figura 4.27a, à direita). Essa relação está mais bem representada pela correlação entre o CP2PRI_PREC e o CP2VER_VAZ (Tabela 4.8 e Figura 4.11b) e também pelo CP2VER_PREC e o CP2VER_VAZ (Tabela 4.6 e Figura 4.9d), evidenciando a influência tanto de anomalias locais de precipitação na mesma estação quanto da persistência e do tempo de resposta da BRP sobre as anomalias de vazão no verão.

5 PRINCIPAIS RESULTADOS

Os dois primeiros modos de variabilidade de precipitação expostos em estudos anteriores, baseados em dados derivados de satélite combinados com dados de estações pluviométricas (Figura 1.6, ZHOU e LAU, 2001; e Figura 1.5, NOGUÉS-PAEGLE e MO, 2002), descrevem as anomalias de precipitação diretamente relacionadas aos eventos ENOS e à variabilidade de chuva no Nordeste. Os terceiros modos desses estudos foram diferentes entre si. Entretanto, esses dois primeiros modos não apresentam componentes significativas na região central das monções. Alguns estudos (GRIMM, 2003; 2004; GRIMM, PAL e GIORGI, 2007) mostram a existência de uma relação entre as anomalias de precipitação na primavera e no verão em parte da região de monções (CL do Brasil). Esses estudos mostram que a precipitação durante parte da primavera nessa região é negativamente correlacionada com a precipitação no auge do verão, especialmente durante eventos ENOS. Este estudo, baseado em séries relativamente longas de precipitação efetivamente medidas, revelou um primeiro modo de variabilidade que não foi abordado em estudos anteriores, por aparecer em modos de maior ordem. Além disso, esse estudo também reproduziu como segundo e terceiros modos, os modos de variabilidade encontrados anteriormente com sendo primeiro e segundo modos. Mostra ainda que os primeiros modos de primavera e de verão estão relacionados entre si de maneira consistente com a relação entre a precipitação na primavera e no verão na região CL.

Os primeiros CP's de precipitação para a primavera e para o verão (Figuras 3.1a e 3.1c – primavera e 3.4a e 3.4c – verão) descrevem um dipolo com anomalias opostas de precipitação no CL do Brasil e no SEAS. Este dipolo está fortemente associado a anomalias de circulação sobre o Sudeste do Brasil, responsáveis pela convergência do fluxo de umidade para o CL do Brasil (quando essas anomalias são ciclônicas) ou para o SEAS (quando são anticiclônicas). As anomalias de precipitação durante a primavera no CL do Brasil produzem anomalias de umidade do solo nesta região e conseqüentes anomalias de temperatura junto à superfície. De acordo com a hipótese sugerida por GRIMM (2003, 2004) e por GRIMM, PAL e GIORGI (2007), estas anomalias conduzem a anomalias de circulação sobre o

Sudeste do Brasil, que influenciam na divergência de umidade na região e também nos mecanismos dinâmicos de ascendência de ar, necessários para produzir anomalias de precipitação.

De acordo com a hipótese de Grimm (2003; 2004) e Grimm, Pal e Giorgio (2007) e com os resultados do presente trabalho, anomalias positivas (negativas) de precipitação no CL do Brasil na primavera (Figura 3.5a) estão associadas à divergência (convergência) em altos níveis (Figura 3.6d) e convergência (divergência) em baixos níveis (Figura 3.6b) nessa região. Essas anomalias de precipitação desencadeiam processos que levam a anomalias negativas (positivas) de precipitação no CL do Brasil no verão (Figura 3.19a), associadas a anomalias ciclônicas (anticiclônicas) em altos níveis (Figura 3.19d) e anomalias de sinal contrário em baixos níveis (Figura 3.19b). Os campos de PNM também refletem esses padrões, apresentando centros de baixa (alta) pressão no CL durante a fase positiva (negativa) da variabilidade de precipitação de primavera e campos de alta (baixa) pressão na mesma região durante as fases positivas (negativas) de variabilidade de precipitação de verão (Figura não mostrada).

Durante a primavera, essas anomalias de circulação são, freqüentemente, produzidas por forçantes remotas, como parte da propagação de um trem de ondas de Rossby (linha tracejada na Figura 5.2 ao longo do Pacífico sul), formado no Pacífico tropical. O estado básico da atmosfera durante a primavera é favorável à ocorrência de teleconexões entre o Pacífico tropical e a região subtropical da AS (GRIMM, 2003). Se as anomalias de precipitação sobre o CL do Brasil são fortes na primavera, essas anomalias de circulação tendem a mudar de sinal no auge do verão, invertendo o sinal do dipolo de anomalias de precipitação.

Essas características são consistentes com a hipótese de que a inversão no sinal das anomalias no auge do verão é forçada localmente através de interações superfície-atmosfera, desencadeadas pelas anomalias de precipitação durante a primavera, que são causadas por forçantes remotas, principalmente (GRIMM, 2003; GRIMM, PAL e GIORGI, 2007). A relação entre o CP1PRI_PREC e as anomalias de TSM apresenta forte influência remota (Figura 3.5), que não ocorrem na correlação da TSM com o CP1VER_PREC (Figura 3.18 e Figura 5.1). Essa relação é consistente com um trem de onda, no campo de FCZA em 850 (Figura 3.6b e Figura 5.2), com estrutura barotrópica, que se estende desde o Pacífico tropical até os subtropicais da AS durante a primavera. No verão, essa estrutura barotrópica

enfraquece, atingindo apenas o extremo sul do continente americano (Figura 3.19b e Figura 5.3). No CL do Brasil, a estrutura vertical das anomalias de circulação é equivalente barotrópica durante a primavera (Figuras 3.6b e 3.6d; Figura 5.2) e baroclínica no verão (Figura 3.19b e 3.19d; Figura 5.3), quando as anomalias mudam de sinal de baixos para altos níveis.

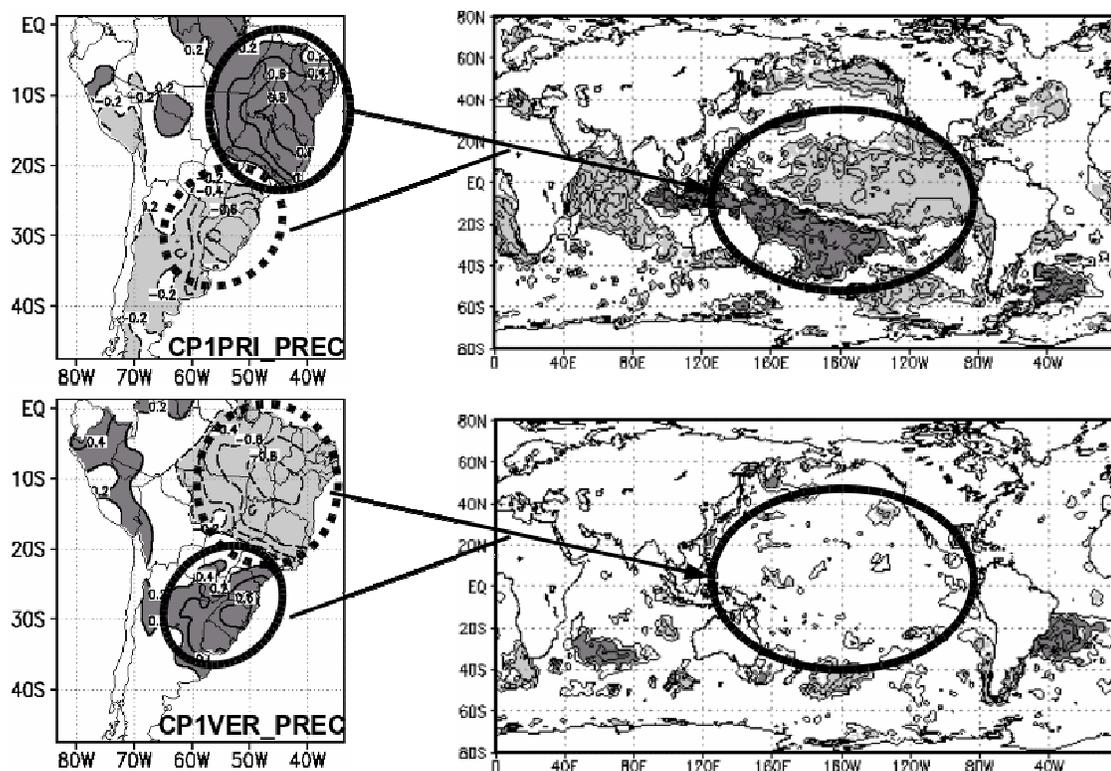


FIGURA 5.1 – RELAÇÃO ENTRE OS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO E AS ANOMALIAS GLOBAIS DE TSM.

Anomalias de TSM relacionadas ao CP1PRI_PREC (acima) e CP1VER_PREC (abaixo). Circunferências em linha cheia (tracejada) estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) do campo.

A hipótese sugerida aqui é que, durante a primavera, as conexões remotas são fortalecidas. À medida que chega o verão, essas influências remotas são dominadas por processos locais, mais fortes nessa estação. Esses processos são produzidos por anomalias de temperatura e fortalecidos pelo efeito da topografia do Sudeste do Brasil.

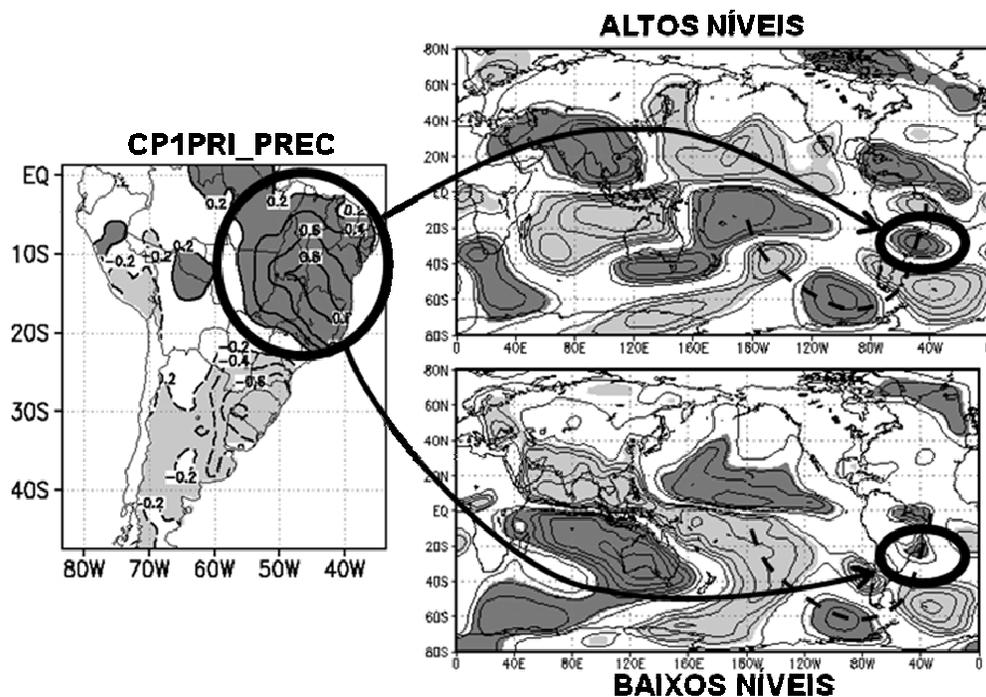


FIGURA 5.2 – RELAÇÕES ENTRE O MODO DE PRIMAVERA E AS ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS E BAIXOS NÍVEIS

Circunferências em linha cheia (tracejada) estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) do campo. Linha tracejada mais fina sobre o Pacífico sul indica a propagação de um trem de ondas de Rossby.

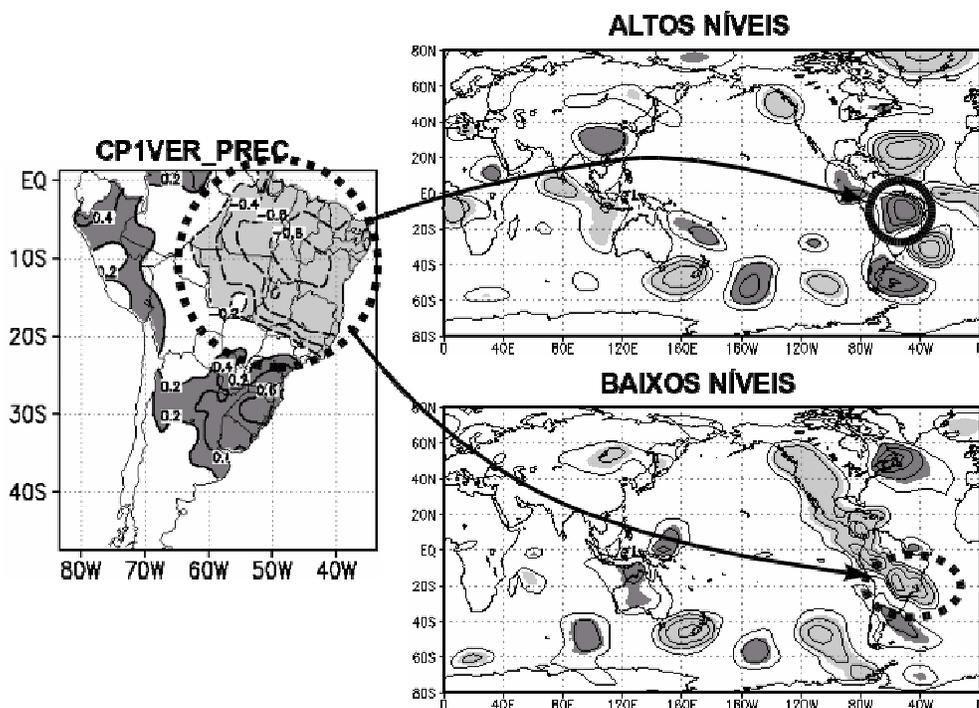


FIGURA 5.3 – RELAÇÕES ENTRE O MODO DE VERÃO E AS ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS E BAIXOS NÍVEIS

Circunferências em linha cheia (tracejada) estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) do campo.

Durante o CP1PRI_PREC (Figura 3.1a), bem como para o CP1NOV_PREC (Figura 3.2a), as anomalias de precipitação estão principalmente relacionadas a eventos ENOS, que influenciam a variabilidade de precipitação na AS através da propagação de um trem de ondas de Rossby associado às anomalias de calor no Pacífico tropical (Figura 3.6d). Portanto, sua forçante é remota (Figura 5.4, acima), diferentemente do que ocorre durante o CP1VER_PREC. Nesse caso, as conexões com o Pacífico tropical são menos intensas, com anomalias de FCZA mais fracas sobre a AS (Figuras 3.19b – baixos níveis; e 3.19d – altos níveis). Ao longo do verão, o padrão de ondas do campo de FCZA em 200 hPa nas regiões subtropicais é menos intenso que na primavera (Figura 5.4), e não apresenta clara relação com a circulação sobre a AS (comparar a Figura 3.6d com a Figura 3.19d). A ausência de padrões de teleconexões entre a região subtropical da AS e o Pacífico durante o verão, via trens de onda de Rossby também foi verificado por Cazes-Boezio, Robertson e Mechoso (2003).

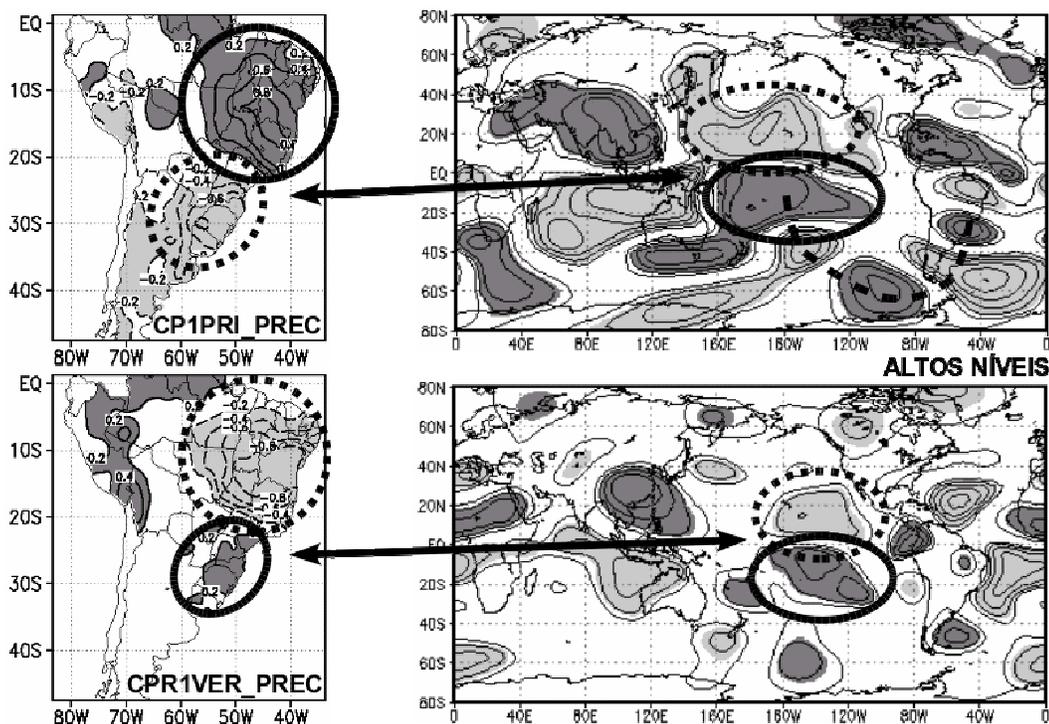


FIGURA 5.4 – FORÇANTES REMOTAS DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS NÍVEIS RELACIONADAS AOS PRIMEIROS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO

Anomalias de FCZA em 200 hPa relacionadas ao CP1PRI_PREC (acima) e CP1VER_PREC (abaixo). Circunferências em linha cheia (tracejada) estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) do campo. Linha tracejada mais fina sobre o Pacífico sul indica a propagação de um trem de ondas de Rossby.

O CPR1VER_PREC de verão (Figura 3.3c) também mostra fortes evidências de anomalias de precipitação localmente forçadas. Seu campo de correlação com a TSM (Figura 3.21b) apresenta algumas similaridades com o campo relacionado ao CPR1PRI_PREC (Figura 3.8b), porém com anomalias de precipitação de sinal oposto às do modo de primavera. As anomalias de FCZA também apresentam sinal oposto sobre a AS, porém o sinal persiste sobre o Pacífico tropical (comparar a Figura 3.8c com Figura 3.21d – baixos níveis – e a Figura 3.8d com a Figura 3.21d – altos níveis).

Outra maneira de se avaliar a origem da forçante da precipitação durante o verão é através das anomalias de FCZA em altos níveis sobre a AS. Na região equatorial do continente ocorrem anomalias de circulação de ambos os lados do equador, desde a primavera até o verão. Durante a primavera, tanto no CP1 quanto no CPR1, ocorrem anomalias ciclônicas sobre a região central e leste do Pacífico, associada à convecção durante a fase fria do ENOS. Sobre a AS ocorrem anomalias anticiclônicas de ambos os lados do equador (Figura 3.6d – CP1PRI_PREC – e Figura 3.8d – CPR1PRI_PREC), causadas por anomalias de convecção devido a perturbações na circulação de Walker durante eventos ENOS (Figura 5.5, acima).

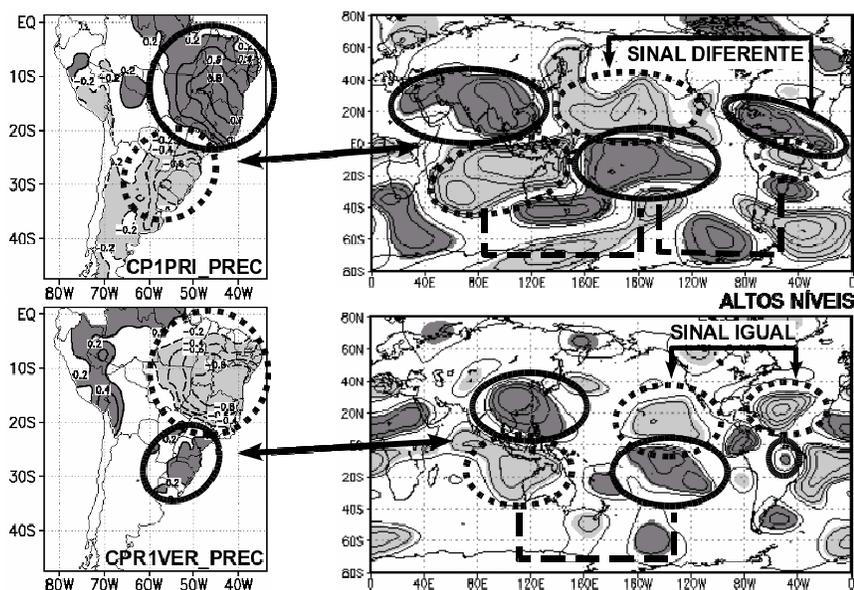


FIGURA 5.5 – FORÇANTES REGIONAIS DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS NÍVEIS RELACIONADAS AOS PRIMEIROS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO

Anomalias de FCZA em 200 hPa relacionadas ao CP1PRI_PREC (acima) e CPR1VER_PREC (abaixo). Circunferências em linha cheia (tracejada) estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) do campo. As linhas com traços longos indicam as Células de Walker.

No verão, as anomalias de circulação sobre o Pacífico tropical e o Atlântico persistem, entretanto essas bandas sobre a AS são interrompidas, ocorrendo anomalias de sinal oposto (Figura 5.5, abaixo). Esse mesmo padrão é observado nas anomalias de convecção sobre o CL do Brasil, que mudam de sinal da primavera para o verão, indicando uma nova fonte regional de anomalias de circulação (Figura 3.19d – CP1VER_PREC – e Figura 3.21e – CPR1VER_PREC). Essa relação é mais explícita durante o CP2VER_PREC (Figura 3.23d), que está relacionado a eventos ENOS. Em janeiro, as anomalias de circulação sobre o Pacífico apresentam, também, o mesmo sinal das anomalias nessa região durante novembro (comparar Figura 3.14d – CP1NOV_PREC – com Figura 3.28d – CP1JAN_PREC). Entretanto, as anomalias sobre a AS apresentam sinais opostos entre novembro e janeiro. Em novembro, seu sinal é oposto ao sinal das anomalias sobre o Pacífico enquanto que em janeiro os sinais entre ambas são iguais.

Sobre o CL do Brasil também ocorrem anomalias de circulação em altos níveis que evidenciam a diferença entre a origem das forçantes na primavera e no verão. No CP1PRI_PREC, as anomalias de FCZA são equivalente barotrópicas nos subtropicais e nos extratropicais, inclusive sobre a região Sudeste e Sul do Brasil, conectada a um trem de onda extratropical (Figura 3.6b – baixos níveis; e 3.6d – altos níveis; Figura 5.6, acima). No CP1VER_PREC, a estrutura baroclínica tropical estende-se desde o Norte até o Sudeste do Brasil, no subtropicais (Figura 3.19b – baixos níveis; e 3.19d – altos níveis; Figura 5.6, abaixo). Essa estrutura baroclínica observada por Grimm (2003, 2004) é consistente com a hipótese da forçantes locais descrita por Grimm, Pal e Giorgi (2007), comentada anteriormente. Essa relação mantém-se para os modos rotacionados de primavera e verão (Figura 3.8c e 3.8d – CPR1PRI_PREC; e Figura 3.21d e 3.21e – CPR1VER_PREC).

A composição das anomalias de precipitação associadas às fases extremas do CP1PRI_PREC, juntamente com as médias móveis de precipitação nos anos anômalos do CP1PRI_PREC e CP1VER_PREC, evidencia a evolução da precipitação desde o início até o auge da estação de monções (Figura 5.7). Na fase positiva, as anomalias de precipitação sobre o CL do Brasil em setembro já são positivas (Figuras 3.35, SETEMBRO, coluna à esquerda; e 3.38a, à esquerda) e o máximo na precipitação acontece em novembro (Figuras 3.35, NOVEMBRO, coluna à esquerda; e 3.38a, à esquerda). Em janeiro ocorreram anomalias secas nessa

região (Figuras 3.36, JANEIRO, coluna à esquerda; e 3.38a, à esquerda), com a inversão de fase ocorrendo no início de dezembro (Figura 3.38a, à esquerda). Essas anomalias persistem até o fim de fevereiro (Figuras 3.36, FEVEREIRO, coluna à esquerda; e 3.38a, à esquerda).

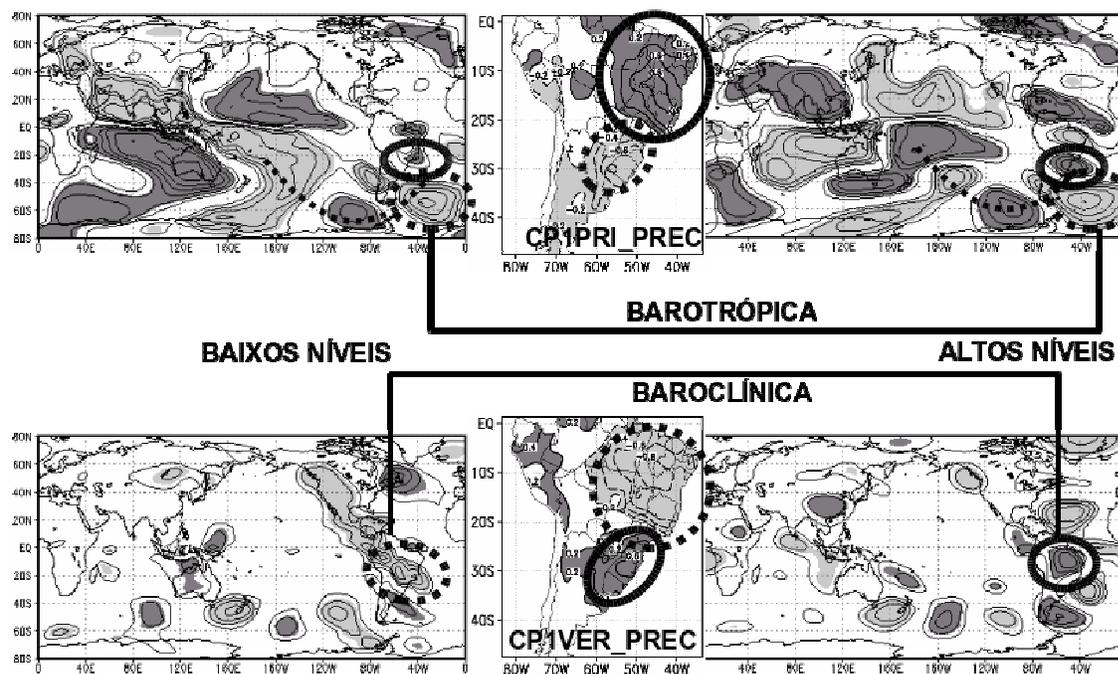


FIGURA 5.6 – FORÇANTES DE CIRCULAÇÃO EM ALTOS E BAIXOS NÍVEIS SOBRE O CL RELACIONADAS AOS PRIMEIROS MODOS DE PRIMAVERA E VERÃO

Anomalias de FCZA em 200 hPa e em 850 hPa relacionadas ao CP1PRI_PREC (acima) e CP1VER_PREC (abaixo). Circunferências em linha cheia (tracejada) estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) do campo. Linha tracejada mais fina sobre o Pacífico sul indica a propagação de um trem de ondas de Rossby.

Se as condições no CL do Brasil forem secas no início da estação de monções (Figuras 3.35, SETEMBRO, coluna central; e 3.38a, à direita), também irão atingir um mínimo na precipitação em novembro (Figuras 3.35, NOVEMBRO, coluna central; e 3.38a, à direita). Contudo, a inversão ocorre mais tarde, entre a metade de dezembro e o início de janeiro, variando conforme a sub-área do CL (comparar Figuras 3.38a, 3.40a e 3.41a, todas à direita), enfraquecendo novamente no final de fevereiro (Figura 3.36, FEVEREIRO, coluna central; e 3.38a, à direita). Neste caso, a duração da estação chuvosa é reduzida (Figura 5.8).

No CP2VER_PREC, a estrutura vertical das anomalias de FCZA também é baroclínica nos subtropicais, sobre o Sudeste do Brasil (Figura 3.23c – baixos níveis; e 3.23d – altos níveis). As anomalias de FCZA associadas aos primeiros CP's de novembro e janeiro apresentam características similares. Em janeiro, as anomalias

de circulação em altos níveis próximas ao equador estendem-se para sul, e as anomalias sobre o Sudeste do Brasil são deslocadas para sudeste, sobre o oceano (comparar a Figura 3.14d – CP1NOV_PREC – com Figura 3.28d – CP1JAN_PREC).

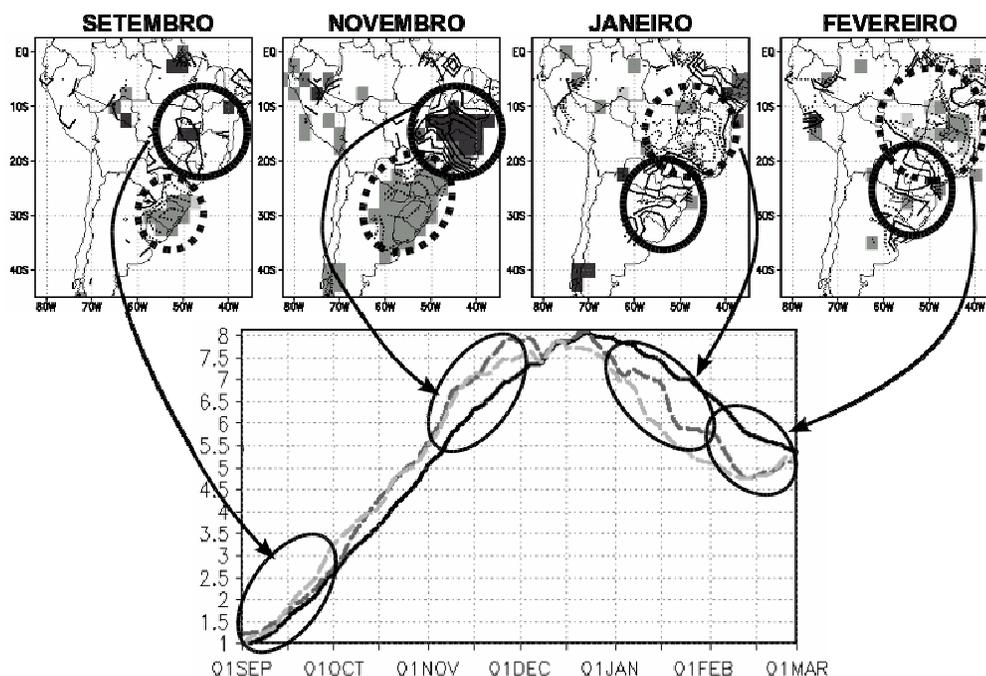


FIGURA 5.7 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO RELACIONADAS À FASE POSITIVA DO MODO DE PRIMAVERA

Circunferências em linha cheia (tracejada) estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) do campo.

O segundo modo de variabilidade de janeiro representa as anomalias de precipitação sobre o Nordeste do Brasil (Figura 3.30a). Essa anomalia é modulada pela TSM na região do oceano Atlântico tropical próximo à costa (Figura 3.30b). Quando as águas do Atlântico apresentam-se mais quentes que o normal, existe um aumento na precipitação na costa, associado a uma intensificação da ZCIT.

Quando se analisa os modos de vazão, pode-se verificar a ocorrência de um padrão dipolar similar ao encontrado nos modos de precipitação (Figuras 4.1a – CP1PRI_VAZ; 4.1b – CPR1PRI_VAZ; 4.2a – CP2PRI_VAZ; 4.3a – CP1VER_VAZ; 4.3b – CPR1VER_VAZ e 4.4a – CP2VER_VAZ). Contudo, esse padrão ocorre na primavera e persiste até o verão, com mesmo sinal e correlação positiva entre si (Tabela 4.1 e Figura 4.5a). A partir da correlação desses modos de vazão com o campo global de TSM verificou-se que os primeiros modos de vazão, tanto de

primavera quanto de verão, relacionados a anomalias sobre o CL, apresentam fortes componentes interdecadais (Figuras 4.1a; 4.1b; 4.3a; 4.3b, mapas à esquerda). Os segundos modos de vazão concentram-se principalmente sobre a BRP, com forte variabilidade interanual, uma vez que essa bacia sofre grande influência de eventos ENOS (Figuras 4.2a; 4.2b; 4.4a; 4.4b, mapas à esquerda).

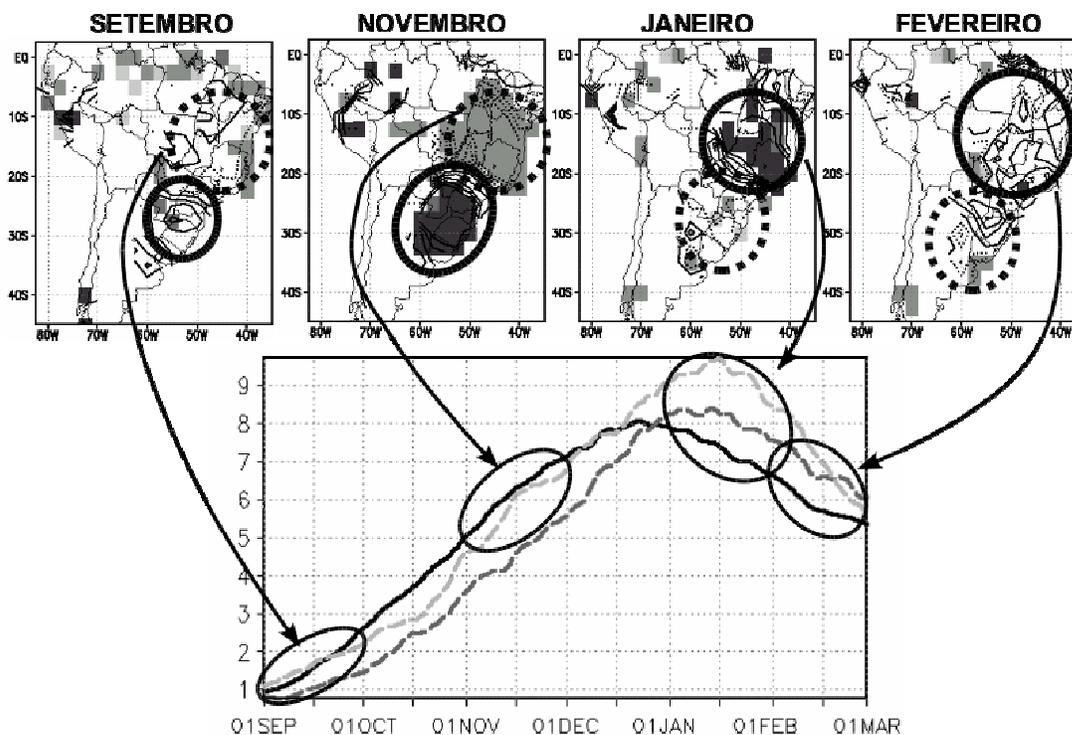


FIGURA 5.8 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO RELACIONADAS À FASE NEGATIVA DO MODO DE PRIMAVERA

Circunferências em linha cheia (tracejada) estão relacionadas a anomalias positivas (negativas) do campo

A correlação desses modos de vazão entre si e com os modos de precipitação enfatiza a importância do tempo de resposta das bacias, mantendo a influência das anomalias de precipitação de primavera até o verão. Essa persistência é mais significativa naquelas bacias que escoam para o norte (BRT, BSF) e na BAL. Quando as anomalias de precipitação estão associadas ao CP2PRI_PREC, ocorre persistência tanto nas bacias ao norte, quanto naquelas ao sul de 20°S (Figura 4.11).

Contudo, os resultados obtidos com a ACP apresentam certas ambigüidades, relativas ao fato de aplicar-se o método sem levar em consideração o limite geográfico de cada bacia. Uma vez que essas bacias apresentam características climatológicas diversas entre si, analisá-las conjuntamente não

produz resultados conclusivos, pois o sinal referente a uma bacia pode ser oposto ao de outra, sobrepondo-se a esse e anulando-o.

Com a composição dos campos anômalos de vazão durante as fases anômalas e extremas de precipitação, analisada em cada bacia separadamente, é possível verificar o efeito dos modos de precipitação em cada bacia, e também ao longo dessas bacias. De maneira geral, as bacias ao norte de 20°S são mais suscetíveis a anomalias de precipitação relacionadas aos primeiros modos de precipitação, tanto de primavera quanto de verão. A evolução temporal das anomalias de vazão nessas bacias enfatiza a relação de inversão no sinal das anomalias de precipitação no CL da primavera para o verão. Na BRT, as anomalias de vazão invertem de sinal principalmente quando as anomalias de precipitação estão associadas às fases anômalas do modo de precipitação de primavera (Figura 4.14c, fase positiva à esquerda e fase negativa à direita). Nas BAL e principalmente na BSF, as anomalias de vazão representam claramente a relação de inversão das anomalias de precipitação no CL. Na BSF, tanto em sua cabeceira quanto em sua exutória, a evolução temporal das anomalias de vazão apresenta inversão de sinal da primavera para o verão tanto nas fases positivas quanto nas fases negativas da primavera e do verão (Figuras 4.18c e 4.19c).

Nas bacias do Sul do país, as anomalias de vazão são mais intensas durante os primeiros modos de primavera, pois esses também se localizam sobre o Sul, com anomalias de precipitação de intensidade semelhante às que ocorrem no CL. Durante o verão, a influência dos primeiros modos é menor, pois estes estão mais focalizados sobre as anomalias de precipitação no CL do país. Essas bacias são bastante sensíveis a primaveras secas, não apresentando, nesses casos, anomalias positivas de vazão durante o verão (Figuras 4.29c e 4.33c, fases positivas à esquerda e fases negativas à direita). Além disso, as anomalias de vazão durante a primavera apresentam sinal oposto às anomalias de precipitação no CL, e mesmo sinal das anomalias de precipitação no Sul, enfatizando a relação dipolar de precipitação existente entre essas duas regiões, uma das principais características do SMAS.

A BRP representa um caso particular, pois sua parte norte está sob influência do regime de precipitações característico do CL enquanto sua parte sul responde às anomalias de precipitação ocorridas nessa região. Durante as fases

anômalas positivas e negativas dos primeiros modos de primavera, as anomalias de vazão são negativas em toda a bacia, exceto ao longo do rio Iguaçu durante a fase negativa. Essa bacia encontra-se sob forte influência das anomalias secas de precipitação que ocorrem durante o inverno. Assim, quando as anomalias de precipitação durante a primavera são positivas no CL e negativas no Sul (fase positiva do CP1PRI_PREC; Figura 4.25a), as anomalias de vazão mantêm-se negativas ao longo e toda a bacia, pois a norte, apesar das anomalias positivas de precipitação, as vazões estão abaixo da média desde o inverno, que costuma ser bastante seco nessa região. No sul da bacia, as anomalias de vazão são negativas em resposta às anomalias negativas de precipitação que ocorrem nessa região.

Durante a fase negativa de precipitação na primavera (Figura 4.25b, relativa ao CPR1PRI_PREC), as anomalias de vazão na região norte da BRP são negativas devido às anomalias negativas de precipitação no CL e fortalecidas pela seca característica do inverno da região. No Sul, principalmente sobre o rio Iguaçu, as anomalias de vazão apresentam sinal positivo em resposta às anomalias positivas de precipitação no SEAS. No verão, a bacia apresenta mesmo sinal das anomalias de precipitação, com as anomalias de vazão na região norte relacionadas àquelas ocorridas sobre o CL; na região sul, as anomalias de vazão estão relacionadas às anomalias de precipitação ocorridas no SEAS (Figura 4.25c e 4.25d).

A evolução temporal das anomalias de vazão ao longo das fases anômalas de precipitação de primavera e verão também apresenta essa divisão norte-sul. Ao norte, a média móvel de 30 dias das anomalias padronizadas de vazão reflete a inversão do sinal das anomalias de precipitação sobre o CL da primavera para o verão (Figura 4.25c, fase positiva à esquerda e fase negativa à direita). No sul, as anomalias de vazão apresentam comportamento oposto ao do norte, mas também refletem a relação de inversão, acompanhando o sinal das anomalias de precipitação que ocorrem no SEAS (Figura 4.25d, fase positiva à direita e fase negativa à esquerda).

6 CONCLUSÕES

Os modos de verão obtidos nesse estudo apresentam similaridades, bem como algumas diferenças, em relação àqueles obtidos por Zhou e Lau (2001) e Nogués-Paegle e Mo (2002) (Figuras 1.5 e 1.6). As diferenças devem-se, principalmente, à origem dos dados, à diferença entre os períodos analisados e à diferença na cobertura dos dados. O primeiro modo de verão nesses estudos está relacionado aos eventos ENOS, assim como o segundo modo de verão aqui obtido (Figura 3.23). O segundo modo apresentados por esses autores descreve a variabilidade de precipitação sobre o Nordeste brasileiro. Essa variabilidade aparece tanto no terceiro modo não rotacionado (Figura não mostrada) quanto no segundo modo rotacionado de verão (Figura 3.25).

A principal diferença deste estudo para os anteriores é o primeiro modo de variabilidade de verão aqui apresentado. Nesta análise, o CP1VER_PREC apresenta um padrão dipolar que descreve as oscilações da precipitação entre o CL do Brasil e o SEAS (Figuras 3.3a – CP1VER_PREC; e 3.3c – CPR1VER_PREC) e explica 22% da variância (15,3% no caso do CPR1VER_PREC). Este modo não aparece na análise de Zhou e Lau (2001) e é o quarto modo no caso da análise de Nogués-Paegle e Mo (2002), no qual representa apenas 7,2% da variância. Porém, este modo é bastante robusto, uma vez que está presente como primeiro modo de variabilidade tanto para o verão quanto para janeiro, com e sem rotação.

Os resultados expostos indicam claramente uma relação de inversão no sinal das anomalias de precipitação no CL do Brasil entre a primavera e o verão, que se reflete nas anomalias de vazão ao longo das bacias com nascentes nessa região e no SEAS. Essa inversão ocorre devido a anomalias de precipitação durante a primavera, que causam anomalias de circulação, resultando em anomalias de precipitação com sinal oposto durante o verão. Esse padrão de inversão está claro na correlação entre o CP1PRI_PREC e o CP1VER_PREC (Tabela 3.1 e Figura 3.31a; bem como entre os modos rotacionados) e também na evolução temporal das anomalias de vazão nas bacias com nascentes no CL e no SEAS (Comparar Figuras 4.17c, relativa à BSF e 4.29c, relativa à BRU).

Outra característica importante observada é a sensibilidade de algumas bacias a anomalias secas de precipitação durante a primavera. Esse é o caso principalmente das bacias do Rio São Francisco e da Bacia do Rio Paraná. Na primeira, as anomalias secas de precipitação durante a primavera perduram até a metade de janeiro, tanto em sua cabeceira quanto em sua foz. Na Bacia do Rio Paraná, as anomalias de vazão são sempre negativas durante a primavera e, quando as anomalias de precipitação são negativas no CL nessa estação, as anomalias negativas de vazão perduram até o verão, principalmente na região a norte da bacia. Cabe salientar ainda que essa bacia apresenta comportamento oposto entre as anomalias de vazão em suas regiões norte e sul.

Essas duas bacias, juntamente com a bacia do Atlântico Leste, concentram os principais reservatórios e usinas hidrelétricas do país. Em particular, a BRP é responsável por 50% de toda a energia produzida no Brasil (BERBERY e MECHOSO, 2001). Portanto, conhecer melhor o comportamento das anomalias de vazão frente às anomalias de precipitação relacionadas ao SMAS fornece uma ferramenta extremamente útil na tomada de decisão a respeito da produção hidrelétrica nas principais bacias hidrográficas brasileiras, claramente influenciadas pela inversão do sinal entre as anomalias de precipitação no CL e no SEAS e também pela inversão de sinal entre a primavera e o verão no CL, principalmente. Contudo, a variabilidade interanual de precipitação nessas bacias sofre influência de anomalias de precipitação relativas a diversos regimes climatológicos diferentes. Um estudo detalhado de cada bacia separadamente, avaliando as variações climatológicas zonais a que essas bacias estão sujeitas forneceria respostas muito mais precisas a respeito da variabilidade da vazão, aprimorando as ferramentas de previsão de vazão existentes e otimizando a operação do SIN.

Obviamente, a forçante local, resultante de condições antecedentes de umidade no solo durante a primavera não é o único fator que influencia as anomalias de precipitação no CL do Brasil durante o verão. Também não é o mais intenso. Entretanto, esse é um fator a ser considerado quando fortes anomalias de precipitação ocorrem em certas regiões durante a primavera. Durante o verão, as influências remotas ainda têm importância na determinação das anomalias de precipitação, de acordo com Grimm e Silva Dias (1995). Além disso, a persistência das anomalias da primavera até o verão, em certas regiões e sob certas condições, também é influenciada por essa forçante remota. Entretanto, a existência de uma

relação entre a precipitação no auge da estação de monções de verão e as condições antecedentes durante a primavera, em uma região considerada de baixa previsibilidade durante o verão, deve ser considerada como um resultado encorajador sob a perspectiva de previsibilidade climática. Cabe salientar que a pior crise energética enfrentada pelo Brasil, no verão de 2001, ocorreu devido a uma seca, com características descritas pela inversão de sinal entre o CP1PRI_PREC e o CP1VER_PREC, apesar desses dados não estarem incluídos nesse estudo. Da primavera de 2000 ao verão de 2001 ocorreu uma LN de intensidade fraca a moderada. Em novembro e dezembro de 2000, a precipitação no CL do Brasil foi acima da média e em janeiro e fevereiro foi abaixo. O padrão ocorrido assemelha-se ao descrito pelos primeiros modos de primavera e verão, porém, é possível que outros fatores tenham influenciado a severidade deste evento, tornando-o mais extremo.

Outra característica dos primeiros modos de precipitação e vazão de primavera e verão é a presença de modulações interdecadais. Contudo, essas modulações não são responsáveis pelo estabelecimento do padrão dipolar de precipitação, uma vez que estes também ocorrem nos modos de variabilidade interanual (obtidos através da extração da variabilidade com período menor ou igual a 8 anos), apesar de esses serem mais fracos. Apesar disso, a influência de modulações com escalas de tempo maiores na modulação e na força do padrão dipolar de precipitação e vazão deve ser futuramente analisada.

ANEXO A – REFERÊNCIAS DAS INFORMAÇÕES CONTIDAS NA TABELA 1.1

TABELA A.1 – REFERÊNCIAS DOS DADOS CONTIDOS NA TABELA 1.1

APROVEITAMENTO	REFERÊNCIA
Tucuruí	http://www.eln.gov.br/usinas/Tuc/MeioTucHidrologia.asp
Peixe Anjical	http://www.enerpeixe.com.br/
Serra da Mesa	http://www.furnas.com.br/default2.asp#
Santa Isabel	(em planejamento)
Sobradinho	http://www.chesf.gov.br/energia_parquedegeracao_usinas.shtml
Três Marias	http://www.cemig.com.br/institucional/usinas/11g.asp
Itapebi	http://www.itapebi.com.br/itapebi_historia.asp
Aimorés	http://www.cvrd.com.br/cvrd/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?sid=87
Jurumirim	http://www.duke-energy.com.br/PT/Usinas/uhe_jurumirim.asp?id=1_3
Jupiá	http://www.cesp.com.br/
Itaipu	http://www.itaipu.gov.br/
Foz do Areia	http://www.copel.com/PagCopel.nsf/docsap/B3DC8F1B80BAADDF03256B7500705D08?OpenDocument&secao=GER%3Ausinas%3Ahidreletricas&
Salto Caxias	http://www.copel.com/PagCopel.nsf/docsap/BE9D34467AAF883403256B760042E91F?OpenDocument&secao=GER%3Ausinas%3Ahidreletricas&
Ita	http://tractebel.com.br/asp/system/empty.asp?P=801&VID=default&SID=244102381391702&S=1&C=26995
Jacuí	http://www.rotadasterras.com.br/saltodojacui/dados.htmlv

Todos os endereços foram consultados no dia 28/12/2007.

ANEXO B – ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS

Um dos métodos mais populares de análise de dados em ciências atmosféricas é a Análise de Componentes Principais (ACP). A técnica tornou-se popular depois dos estudos de Lorentz em 1956. O método é uma maneira de identificar padrões recorrentes em dados e expressá-los de maneira a evidenciar suas similaridades e diferenças. Outra vantagem no método é a redução da dimensão sem perda de informação (WILKS, 1995).

O propósito do método é obter estruturas, através de um novo conjunto de variáveis, que representam mais fielmente possível o conjunto original de K variáveis (neste caso, refere-se ao número de quadrículas utilizadas) e n observações (neste caso, o número de anos de cada série) interconectas. Essas novas variáveis são ortogonais entre si e, conseqüentemente, não correlacionadas (BARRY e CARLETON, 2001). Basicamente, o método consiste em transformar os dados de maneira que possamos expressá-los em termos dos padrões entre eles, com esses padrões na forma de linhas que melhor se ajustam à sua distribuição espacial, descrevendo a relação entre os dados. Essa análise pode ser muito útil, pois classifica os valores em cada ponto como uma combinação de sua contribuição para cada uma dessas linhas. Assim, os valores em cada ponto nos dizem exatamente onde (isto é, acima ou abaixo) o ponto está em relação às linhas (SMITH, 2002).

Com isso, o número de variáveis em um conjunto pode ser reduzido, porém ainda reter a maior quantidade possível da variação presente no conjunto original. Essa redução é obtida através da combinação do conjunto de K variáveis X_1, X_2, \dots, X_K , produzindo os Componentes Principais (CP's) CP_1, CP_2, \dots, CP_K , que são não correlacionadas. Esses CP's também são chamados de autovetores. A ausência de correlação entre esses componentes é uma propriedade muito útil, de maneira que cada CP mede uma dimensão diferente dos dados. Assim, esses CP's são ordenados de maneira que a CP_1 apresente a maior quantidade de variação, CP_2 a segunda maior variação, e assim por diante. Dessa maneira a variância do componente de menor ordem é maior que a variância do componente seguinte: $\text{var}(CP_1) \geq \text{var}(CP_2) \geq \text{var}(CP_3) \geq \dots \geq \text{var}(CP_K)$. A variância de cada CP também é

chamada de autovalor. Quando se utilize a ACP, espera-se que o autovalor da maioria dos CP's seja virtualmente negligenciável. Dessa maneira, a variância do conjunto de dados originais pode ser descrita por aqueles CP's cuja variância não é negligenciável.

A ACP baseia-se na análise da matriz de correlação, obtida da matriz de anomalia padronizada $[Z]$ (expressa em desvios padrões (σ)), com n linhas e K colunas (FERRAZ, 2004). A matriz de correlação é dada por:

$$\left[R = \frac{1}{n-1} [Z]^T [Z] \right] \quad (\text{B.1})$$

onde R é a matriz de correlação.

Da matriz de correlação $[R]$ obtêm-se K autovalores λ_m , que seguem a relação:

$$\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_k \quad (\text{B.2})$$

Onde cada um dos K autovetores λ_m correspondem a um autovetor

$$e_m^T = [e_{1m}, e_{2m}, \dots, e_{km}], \text{ com } m = 1, 2, 3, \dots, K \quad (\text{B.3})$$

Cada autovetor e_m possui K elementos que têm correspondência com cada uma das K regiões e pode ser representado sobre um mapa. Este mapa mostra claramente quais localizações contribuem mais ao respectivo componente principal e quais são as anomalias simultâneas representadas por esse componente principal. Os autovetores representam a distribuição espacial dos modos de variabilidade do campo analisado (FERRAZ, 2004).

Cada um dos K componentes da base fornece uma explicação da variância total, proporcional ao autovalor correspondente:

$$e_m = \frac{\lambda_m}{\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_k} \quad (\text{B.4})$$

O primeiro componente principal representa uma "variável média" da matriz $[Z]$. O segundo componente principal é ortogonal ao primeiro e representa a maior proporção da variância restante, e assim por diante (SMITH, 2002).

A correlação entre o primeiro componente principal e as K variáveis é chamada de peso (ou *loading*) do componente, e o quadrado do peso é proporcional a variância associada. A soma desses pesos ao quadrado é a variância explicada pelo modo, conhecida como o autovalor λ_1 . Os autovalores irão definir a significância dos autovetores. O autovetor que possuir o maior autovalor corresponderá ao

primeiro componente principal. Este autovetor indica a relação mais importante entre as dimensões dos dados. Ordenado os autovalores, podem-se ignorar aqueles de menor significância, diminuindo a dimensão dos dados em relação ao original (BARRY e CARLETON, 2001).

Depois de escolher os componentes (autovetores) dos dados, monta-se uma matriz com esses vetores e calcula-se a sua matriz transposta e multiplica-a pelo vetor de médias ajustadas transposto. Os valores obtidos representam os principais componentes da variabilidade dos dados. Neste caso, os autovetores representam a distribuição espacial da variabilidade de precipitação. Cada quadrícula (Figura 2.1) possui um valor referente à sua contribuição para cada modo, podendo ser representada em mapas. Os autovalores de cada autovetor representam a variação temporal (componente principal) dos modos. Áreas onde o autovetor é positivo indicam que houve mais precipitação naquela área (devido a uma determinada forçante ou mecanismo) durante anos em que o componente principal foi positivo e menos precipitação em anos com componente principal negativo.

Uma questão importante a respeito da análise de componentes principais refere-se a quantos autovalores devem ser retidos, de modo a separar o que é significativo do que é ruído (FERRAZ, 2004). Uma maneira objetiva de selecionar autovalores consiste em reter os λ_m que satisfizerem:

$$\lambda_m \geq \frac{T}{K} \sum_{k=1}^K e_{k,k} \quad (\text{B.5})$$

Onde $e_{k,k}$ é a variância do K -ésimo elemento e T é um parâmetro que varia de 0,7 a 1. Neste caso, o valor utilizado foi 0,7.

Para obter a máxima variância no primeiro modo, geralmente combinam-se os autovalores de maneira a obter um valor máximo. Com isso, é possível que os modos apresentem ruídos. Para eliminar esses ruídos, procede-se com sua rotação. Na rotação, focalizam-se apenas as variabilidades devidas a um mesmo mecanismo, sem combiná-las. Dessa forma, o resultado obtido é mais realista, apesar de explicar uma porcentagem menor da variância total. A rotação é feita a partir da rotação da matriz de variância/covariância. Na maioria das análises de componentes principais rotacionadas, as variáveis se distribuem em grupos dentro dos quais essas variáveis são altamente correlacionadas, de modo que uma mesma influência causal poderia

ser designada para cada uma das variáveis no grupo. Rotacionar os autovetores para posições em que eles explicam a maior parte da variância desses grupos facilitaria a interpretação física para cada componente principal e representaria uma influência que não estaria relacionada a outras influências associadas a outros grupos (FERRAZ, 2004). Aqui, utilizou-se a rotação Varimax ortogonal, que mantém os autovetores perpendiculares entre si.

A rotação do tipo Varimax é aceita como a rotação ortogonal algebricamente mais acurada, quando aplicada a uma série de dados “conhecidos”, além de ser a rotação mais utilizada (FERRAZ, 2004). A simplicidade (V^*) de uma componente principal r é definida em termos da variância do quadrado dos autovetores:

$$V^* = \frac{\left[n \sum_{i=1}^n (b_{ij}^2)^2 - \left(\sum_{i=1}^n b_{ij}^2 \right)^2 \right]}{n^2}, j = 1, \dots, r \quad (\text{B.6})$$

Onde n é o número de variáveis, r é o número de componentes principais e b são os autovetores.

Nesta pesquisa, foi utilizada a rotação Varimax dos modos selecionados a partir da Equação (B.6).

ANEXO C – PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS

TABELA C.1 – PRINCIPAIS APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS

<i>UHE</i>	<i>LAT (°S)</i>	<i>LON (°W)</i>	<i>SUB-BACIA</i>	<i>CURSO D'ÁGUA</i>
CORUMBÁ III	16,78	47,94	60	CORUMBÁ
SAO JOÃO	26,19	52,47	65	CHOPIM
CACHOEIRINHA	26,16	52,53	65	CHOPIM
ESPORA	18,67	51,85	60	CORRENTE
SAO JOSÉ	28,18	54,75	74	COMANDAÍ
PEDRAS	23,86	46,47	62	TIETÊ
BARRA DO BRAUNA	21,45	42,40	58	PARAÍBA DO SUL
BAGUARI	19,03	42,12	56	DOCE
CORUMBÁ IV	16,32	48,19	60	CORUMBÁ
BARRA GRANDE	27,77	51,22	72	URUGUAI
CAMPOS NOVOS	27,60	51,32	72	URUGUAI
SALTO DO RIO VERDINHO	19,14	50,77	61	VERDE
CAÇU	18,53	51,15	60	CLARO
BARRA DOS COQUEIROS	18,72	51,00	60	CLARO
IRAPÉ	16,74	42,57	54	JEQUITINHONHA
TRAPÍRA II	18,37	42,52	56	DOCE
ESTREITO TOCANTINS	06,58	47,47	23	TOCANTINS
OLHO D'ÁGUA	18,8	51,61	63	CORRENTE
14 DE JULHO	29,05	51,67	86	DAS ANTAS
SALTO	18,80	51,18	60	VERDE
ITAGUAÇU	19,01	50,68	60	CLARO
GUAPORÉ	15,12	58,96	15	GUAPORÉ
RONDON 2	11,85	60,72	15	COMEMORAÇÃO
CURUÁ-UNA	02,79	54,29	18	CURUÁ-UNA
SERRA DA MESA	13,83	48,31	20	TOCANTINS
CANA BRAVA	13,00	48,14	21	TOCANTINS
SAO SALVADOR	12,8	48,24	21	TOCANTINS
PEIXE ANGICAL	12,24	48,39	22	TOCANTINS
LAJEADO (L. E. MAGALHÃES)	09,83	48,37	22	TOCANTINS
COUTO MAGALHÃES	17,17	53,14	24	ARAGUAIA
SANTA ISABEL	06,13	48,33	28	ARAGUAIA
TUCURUÍ	03,83	49,65	29	TOCANTINS
BOA ESPERANÇA	06,75	43,57	34	PARNAÍBA
TRES MARIAS	18,23	45,26	40	SÃO FRANCISCO
QUEIMADO	16,21	47,32	42	PRETO
SOBRADINHO	09,43	40,83	47	SÃO FRANCISCO
ITAPARICA (LUIZ GONZAGA)	09,14	38,31	49	SÃO FRANCISCO
MOXOTÓ (APOLONIO SALES)	09,36	38,21	49	SÃO FRANCISCO
PAULO AFONSO	09,40	38,21	49	SÃO FRANCISCO
XINGÓ	09,62	37,79	49	SÃO FRANCISCO
PEDRA DO CAVALO	12,60	38,98	51	PARAGUAÇU
ITAPEBI	15,94	39,52	54	JEQUITINHONHA
SANTA CLARA (MG)	17,59	41,02	55	MUCURI
BAU I	20,25	42,88	56	PIRANGA
CANDONGA	20,21	42,85	56	DOCE

<i>UHE</i>	<i>LAT (°S)</i>	<i>LON (°W)</i>	<i>SUB-BACIA</i>	<i>CURSO D'ÁGUA</i>
GUILMAN-AMORIM	19,71	42,96	56	PIRACICABA
SÁ CARVALHO	19,64	42,81	56	PIRACICABA
SALTO GRANDE (RIO DOCE)	19,15	42,75	56	GUANHÃES
PORTO ESTRELA	19,12	42,66	56	SANTO ANTÔNIO
AIMORÉS	19,44	41,10	56	DOCE
MASCARENHAS	19,50	40,92	56	GUANDU
ROSAL	20,92	41,73	57	ITABAPOANA
PARAÍBUNA	23,41	45,60	58	PARAIBUNA
SANTA BRANCA	23,37	45,87	58	RESERVATÓ DE STA
FUNIL	22,53	44,57	58	PARAÍBA DO SUL
UEL SANTA CECÍLIA	22,48	43,84	58	RESERVATÓ DE STA
BARRAGEM TOCOS	22,68	44,08	58	RESERVATÓRIO DE TOCOS
BARRAGEM SANTANA	22,53	43,82	58	PARAÍBA DO SUL
PICADA	21,91	43,54	58	DO PEIXE
SOBRAGI	21,94	43,36	58	PARAIBUNA
SIMPLÍCIO	22,03	43,00	58	PARAÍBA DO SUL
BARRAGEM ILHA DOS POMBOS	21,85	42,58	58	PARAÍBA DO SUL
LAJES	22,69	43,89	59	RESERVATÓ DE LAJES
PAULISTAS (BATALHA)	17,55	47,57	60	SÃO MARCOS
SERRA DO FACÃO	18,45	47,67	60	SÃO MARCOS
EMBORCACÃO	18,45	47,98	60	PARANAÍBA
NOVA PONTE	19,13	47,69	60	ARAGUARI
MIRANDA	18,91	48,04	60	ARAGUARI
CAPIM BRANCO I	18,80	48,14	60	ARAGUARI
CAPIM BRANCO II	18,66	48,44	60	ARAGUARI
CORUMBÁ I	17,99	48,53	60	CORUMBÁ
ITUMBIARA	18,41	49,10	60	PARANAÍBA
CACHOEIRA DOURADA	18,50	49,49	60	PARANAÍBA
SAO SIMÃO	19,02	50,49	60	PARANAÍBA
CAMARGOS	21,32	44,61	61	GRANDE
ITUTINGA	21,29	44,55	61	GRANDE
ITUMIRIM	18,50	52,07	61	CORRENTE
FUNIL-GRANDE	21,14	45,04	61	GRANDE
FURNAS	20,67	46,31	61	GRANDE
M. DE MORAES (PEIXOTO)	20,28	47,08	61	GRANDE
L. C. BARRETO (ESTREITO)	20,15	47,28	61	GRANDE
JAGUARA	20,00	47,43	61	GRANDE
IGARAPAVA	19,99	47,76	61	GRANDE
VOLTA GRANDE	20,03	48,22	61	GRANDE
PORTO COLÔMBIA	20,13	48,57	61	GRANDE
CACONDE	21,57	46,62	61	PARDO
EUCLIDES DA CUNHA	21,60	46,95	61	PARDO
A. S. OLIVEIRA (LIMOEIRO)	21,62	47,02	61	PARDO
MARIMBONDO	20,31	49,35	61	GRANDE
A. VERMELHA (J. E. MORAES)	19,86	50,35	61	GRANDE
ILHA SOLTEIRA	20,38	51,35	62	PARANÁ
PONTE NOVA (ALTO TIETÊ)	23,58	45,97	62	TIETÊ
PEDREIRA	23,70	46,67	62	GRANDE
BARRAGEM GUARAPIRANGA	23,67	46,73	62	GRANDE
TRAIÇÃO	23,60	46,70	62	CANAL PINHEIROS
BAR. EDGARD SOUZA (MONT.)	23,46	46,91	62	TIETÊ
BAR. EDGARD SOUZA (JUS.)	23,46	46,91	62	TIETÊ
JAGUARI	23,20	46,03	62	JAGUARI

<i>UHE</i>	<i>LAT (°S)</i>	<i>LON (°W)</i>	<i>SUB-BACIA</i>	<i>CURSO D'ÁGUA</i>
BARRA BONITA	22,52	48,53	62	TIETÊ
A. S. LIMA (BARIRI)	22,15	48,75	62	TIETÊ
IBITINGA	21,76	48,99	62	TIETÊ
PROMISSÃO	21,30	49,78	62	TIETÊ
NOVA AVANHANDAVA	21,12	50,20	62	TIETÊ
TRES IRMÃOS	20,67	51,30	62	TIETÊ
JUPIÁ (ENG. SOUZA DIAS)	20,78	51,63	63	PARANÁ
SÃO DOMINGOS	20,08	53,17	63	VERDE
PORTO PRIMAVERA	22,48	52,96	63	PARANÁ
A.A. LAYDNER (JURUMIRIM)	23,23	49,23	64	PARANAPANEMA
PIRAJÚ	23,15	49,38	64	PARANAPANEMA
CHAVANTES	23,13	49,73	64	PARANAPANEMA
OURINHOS	23,07	49,84	64	PARANAPANEMA
SALTO GRANDE	22,90	49,99	64	PARANAPANEMA
CANOAS II	22,94	50,25	64	PARANAPANEMA
CANOAS I	22,94	50,52	64	PARANAPANEMA
MAUÁ	24,00	50,00	64	TIBAGI
SÃO JERÔNIMO	23,72	51,91	64	TIBAGI
CAPIVARA	22,66	51,36	64	PARANAPANEMA
TAQUARUÇU	22,54	52,00	64	PARANAPANEMA
ROSANA	22,60	52,87	64	PARANAPANEMA
ITAIPU	25,41	54,59	64	PARANÁ
G. B. MUNHOZ (FOZ DO AREIA)	26,01	51,66	65	IGUAÇU
SEGREDO	25,79	52,11	65	IGUAÇU
SANTA CLARA	25,65	51,95	65	JORDÃO
FUNDÃO	25,71	52,00	65	JORDÃO
JORDÃO	25,76	52,08	65	JORDAO
SALTO SANTIAGO	25,62	52,61	65	IGUAÇU
SALTO OSÓ	25,54	53,01	65	IGUAÇU
SALTO CAXIAS	25,54	53,49	65	IGUAÇU
JAURO	15,24	58,73	66	JAURO
MANSO	14,86	55,79	66	MANSO
PONTE DE PEDRA	17,61	54,83	66	PONTE DE PEDRA
ITIQUIRA I	17,24	54,75	66	ITIQUIRA
MACHADINHO	27,52	51,78	72	URUGUAI
ITÁ	27,27	52,38	73	URUGUAI
PASSO FUNDO	27,55	52,73	73	PASSO FUNDO
MONJOLINHO	27,33	52,74	73	PASSO FUNDO
QUEBRA QUEIXO	26,65	52,55	73	CHAPECÓ
FOZ DO CHAPECÓ	27,09	53,02	73	CHAPECÓ
G. P. SOUZA (CAPIVARI-CACH)	25,14	48,86	81	CAPIVARI
SALTO PILÕES	27,11	49,51	83	ITAJAÍ-AÇU
ERNESTINA	28,56	52,55	85	JACUÍ
PASSO REAL	29,02	53,18	85	JACUÍ
JACUI	29,07	53,20	85	JACUÍ
ITAÚBA	29,25	53,24	85	JACUÍ
D. FRANCISCA	29,43	53,27	85	JACUÍ
CASTRO ALVES	29,01	51,38	86	DAS ANTAS
MONTE CLARO	29,03	51,52	86	DAS ANTAS

Dados obtidos junto à ONS (2005) e à ANA, através o endereço hidroweb.ana.gov.br

GLOSSÁRIO

Advecção é transporte efetuado (eminentemente no plano horizontal) pelo escoamento. A expressão matemática para a advecção de uma variável escalar α é dada por $-V \cdot \nabla \alpha$, onde $V = (iu + jv + kw)$ é vetor do movimento do fluido (ver Coordenadas para i, j, k), ∇ é operador nabla (ver Gradiente). Sua unidade é αs^{-1} .

Alta é uma região de alta pressão relativa em comparação com a vizinhança no mesmo nível horizontal ou região da alta geopotencial relativa no mesmo nível isobárico. A intensidade da alta é medida em termos do Laplaciano horizontal de pressão em uma superfície horizontal ou em termos do Laplaciano de geopotencial em uma superfície isobárica. Na região da alta o Laplaciano é negativo.

Anticiclone é uma região de circulação no sentido horário no plano horizontal no Hemisfério Norte e sentido anti-horário no Hemisfério Sul. A sua intensidade é medida em termos da vorticidade.

Balanço Geostrófico é um balanço entre as forças de gradiente de pressão e de Coriolis. Este balanço é viável somente quando outras forças, como centrífuga e atrito, são ausentes ou desprezíveis. Em regiões das latitudes médias e altas onde a curvatura das isóbaras é desprezível e longe da camada limite (ou na atmosfera livre) este balanço é uma boa aproximação.

Baixa é uma região de baixa pressão relativa em comparação com a vizinhança no mesmo nível horizontal ou região de baixa geopotencial relativa no mesmo nível isobárico. A intensidade de baixa é medida em termos do Laplaciano horizontal de pressão em uma superfície horizontal ou em termos do Laplaciano de geopotencial em uma superfície isobárica. Na região da baixa o Laplaciano é positivo.

Baroclínica (ou Baroclinia) é um estado do escoamento de fluido em que as isóbaras e isotermas não coincidem, ou seja, a temperatura varia sobre superfícies

isobáricas. (Sua intensidade e direção são obtidas através do produto vetorial entre o gradiente térmico e o gradiente de pressão.)

Barotrópico (ou Barotropia) é um estado do escoamento em que as isóbaras e isotermas (portanto as superfícies de igual densidade) são idênticas. Nesta situação, o vento geostrófico (ver Balanço Geostrófico) não varia com altura, isto é, o vento térmico é nulo e, portanto, sistemas geostróficos (ou quasi-geostróficos) não sofrem (ou aproximadamente não sofrem) inclinações com a altura.

Cavado é uma região alongada de uma relativa baixa pressão num plano horizontal (ou região alongada de baixos valores de geopotencial numa superfície isobárica). Na região de cavado as isóbaras não são fechadas. As isóbaras abertas apresentam uma ondulação para o lado das altas pressões. A intensidade do cavado pode ser medida através do Laplaciano do campo de pressão na horizontal ou Laplaciano do campo de geopotencial numa superfície isobárica.

Ciclone é uma região em volta do qual a circulação no plano horizontal é anti-horária no Hemisfério Norte e horária no Hemisfério Sul. Sua intensidade é medida em termos da vorticidade.

Clima de uma localidade constitui o estado médio e o comportamento estatístico da variabilidade dos parâmetros do tempo (temperatura, chuva, vento, etc.) sobre um período suficientemente longo. O período recomendado é de 30 anos.

Convergência é uma característica do escoamento em três dimensões em que um elemento material do fluido tende a diminuir seu volume. Em um escoamento de duas dimensões, um elemento material do fluido tende diminuir a sua área sob o efeito da convergência. A convergência de um campo vetorial em três

dimensões é dada por

$$-\nabla \cdot \mathbf{V} = -\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z}.$$

Coordenadas usadas na meteorologia são geo-referenciadas. Em qualquer ponto da atmosfera (ou oceano) eixo- x , eixo- y e eixo- z apontam nas direções leste,

norte e verticalmente para cima, respectivamente. Isto é, eixo- z aponta no sentido oposto da gravidade. x, y, z medem as distâncias nas suas respectivas direções. Devido a várias vantagens, usa-se um sistema de coordenadas isobáricas na vertical, na qual a pressão atmosférica p , é usada no lugar de z .

Neste sistema a altura z (ou mais precisamente geopotencial $\phi \approx gz$), torna-se uma variável dependente. Uma das grandes vantagens do sistema de coordenadas isobáricas é a simplicidade da equação de continuidade, a qual não contém explicitamente a densidade ou volume específico.

Divergência é uma característica do escoamento em três dimensões em que um elemento material do fluido tende a se expandir ou aumentar seu volume. Em um escoamento de duas dimensões um elemento material do fluido tende a aumentar a sua área. A divergência de um campo vetorial, V , é dada por

$\nabla \cdot V = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$, e é oposto da convergência. As unidades deste campo são s^{-1} .

Estabilidade é uma característica do escoamento de um fluido que diz respeito a tendência de diminuição ou aumento de uma perturbação pequena superposta nele. Quando a perturbação tende a crescer, o escoamento ou o estado do fluido é dito instável. Quando a perturbação tende a diminuir o escoamento ou o estado do fluido, é dito estável. Na ciência atmosférica encontramos vários tipos de estabilidade (ou instabilidade), dependendo do tipo e a escala de perturbação.

Freqüência, designada σ ou ν , expressa o número de ciclos por tempo unitário.

Freqüência e período, τ , são relacionados da seguinte forma: $\nu = 2\pi / \tau$. As unidades da freqüência são s^{-1} .

Força de Coriolis é uma força aparente que atua sobre um elemento do fluido em deslocamento sobre um planeta em rotação. É dada por $-2\Omega \times V$, onde V é a velocidade do movimento da parcela do fluido e Ω é o vetor da rotação da terra. As componentes desta força nas direções x e y devido ao movimento

horizontal da parcela são $2\Omega u \sin \varphi$ e $2\Omega v \sin \varphi$ respectivamente, onde Ω é o módulo de $\boldsymbol{\Omega}$. A força de Coriolis atua na direção perpendicular ao movimento para a esquerda do movimento horizontal no Hemisfério Sul e para direita no Hemisfério Norte. A força de Coriolis é nula sobre o equador, negativa no Hemisfério Sul e positiva no Hemisfério Norte, atingindo valores extremos nos pólos.

Força de Gradiente de Pressão, designada F_p , é a força que atua num elemento de fluido devido a variação espacial de pressão. Ela atua no sentido oposto do gradiente de pressão e a sua intensidade é proporcional ao módulo do

gradiente. $F_p = \frac{-(\nabla p)}{\rho}$, onde ρ é a densidade, p é a pressão e $\nabla \equiv \mathbf{i} \frac{\partial}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{\partial}{\partial y} + \mathbf{k} \frac{\partial}{\partial z}$ é o operador de gradiente (ver Gradiente).

Geopotencial, designado ϕ , é a energia potencial de uma parcela do ar de massa unitária, sendo que o seu valor referencial de zero encontra-se, em geral, no

nível médio do mar. Outra definição pode ser dada por: $\phi(z) = \int g dz$, como sendo o trabalho requerido para levantar uma massa unitária do nível médio do mar ao nível z . A altura geopotencial é obtida dividindo o geopotencial pela aceleração de gravidade referencial do planeta. Sua unidade é m^2s^{-2} .

Gradiente é um operador vetorial, representado por $\nabla \equiv \mathbf{i} \frac{\partial}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{\partial}{\partial y} + \mathbf{k} \frac{\partial}{\partial z}$, onde i , j , k são vetores unitários ortogonais nas direções x , y e z , respectivamente (ver Coordenadas). A orientação do gradiente é a direção em que a variável está variando com a maior taxa e o seu módulo é justamente esta taxa. O operador tem unidades de m^{-1} .

Isóbara é a superfície na qual a pressão atmosférica é constante. Em um plano horizontal, as isóbaras são linhas que passam pelos pontos de igual pressão, isto é, a pressão é maior em um lado da isóbara do que no outro.

Isoterma é a superfície na qual a temperatura é constante. Em um plano horizontal, as isotermas são linhas que passam pelos pontos de igual temperatura, isto é, a temperatura é maior em um lado da isoterma do que no outro.

Jato Subtropical: marcado por uma concentração de isotermas e cisalhamento vertical, este jato de vento é a fronteira entre o ar subtropical e o ar tropical. Ocorre nos Hemisférios Norte e Sul, entre aproximadamente 25° e 35° de latitude e, em geral, a mais de 12.000 metros de altura. Tende a migrar para sul no verão do Hemisfério Sul e para norte no inverno.

Laplaciano é um operador que mede as saliências dos campos escalares tridimensionais (ou bidimensionais). É dado por

$$\nabla^2 \equiv \nabla \cdot \nabla = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

(ver Gradiente para definição do ∇). Ele é equivalente a segunda derivada que mede as máximas e mínimas. (O Laplaciano em duas dimensões

horizontais x e y é escrito $\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$). Nas regiões próximas as máximas, o Laplaciano da variável é negativo e nas regiões de mínimas ele é positivo.

Número de Onda, designada por $K = ik+jl+km$, onde k, l, m são suas componentes nas direções x, y, z , respectivamente, mede o número de cristas (ou cavados) por distância unitária na direção perpendicular aos planos de fase. Ele está relacionado com o comprimento de onda da seguinte forma: $k = 2\pi/L_x, l = 2\pi/L_y, m = 2\pi/L_z$, onde L_x, L_y, L_z são os comprimentos de onda nas direções x, y, z , respectivamente.

Onda de Rossby é o movimento ondulatório no plano horizontal da escala sinótica, na qual as regiões de vorticidade ciclônica e anticiclônica se alternam à medida que a onda propaga-se. A força restauradora desta onda é a força de Coriolis. A velocidade de fase do protótipo da onda de Rossby é dada por

$c = U - \beta/k^2$, onde U é escoamento básico (para leste) considerado constante e uniforme, $\beta = 2\Omega \cos \phi / r$ é a variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, com Ω sendo a velocidade angular da Terra, ϕ a latitude e r o raio da Terra, e k é o número de onda na direção x . Esta é uma onda transversal e dispersiva.

Parâmetro de Coriolis, f , é dado por $2\Omega \sin \phi$, onde Ω é a velocidade angular da Terra (ou planeta) e ϕ é a latitude, sendo positivo no Hemisfério Norte, negativo no Hemisfério Sul e nulo sobre o equador. Sua unidade é s^{-1} .

Radiação: processo pelo qual a energia é propagada através de um meio qualquer, sob a forma de ondas. Pode ser exemplificada pela radiação eletromagnética, que emite calor e luz, ou por ondas de som.

Velocidade Angular é a taxa de variação do ângulo com o tempo em um movimento rotacional. A unidade é o radiano: s^{-1} . A velocidade angular da Terra é 2π radianos (ou 360°) em um dia.

Velocidade de Fase é a velocidade com que as cristas e cavados de uma onda individual deslocam-se no espaço. Velocidade de fase na direção x é dada por $c_x = v/k$, onde v é a freqüência da onda (plana) e k é o número de onda na direção x . As expressões para as velocidades de fase c_y e c_z nas direções y e z , respectivamente, são análogas. A unidade é ms^{-1} . Nota-se que c_x , c_y , e c_z não são componentes de um vetor.

Vento Geostrófico, V_g , é definido como vento uniforme e estacionário tangencial às isóbaras retas e paralelas em uma atmosfera sem atrito, sendo proporcional ao gradiente de pressão. No Hemisfério Sul a força de Coriolis atua para a esquerda do V_g e a força do gradiente de pressão atua para a direita. As duas forças estando em perfeito balanço, as parcelas do ar não sofrem aceleração. Longe de superfície e barreiras orográficas e longe dos centros de pressão,

onde as isóbaras não apresentam grandes curvaturas, o vento observado na escala sinótica nas latitudes médias é aproximadamente geostrófico. A unidade é m s^{-1} .

Vorticidade Absoluta, η , é o somatório da vorticidade planetária (f) e a vorticidade

relativa (ξ), isto é, $\eta = \xi + f$, onde $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ é a vorticidade do escoamento relativo a Terra e f é a vorticidade devido a rotação da Terra. A unidade é s^{-1} .

Vorticidade Relativa, $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, onde u e v são componentes do vento nas direções x e y , respectivamente, é a medida pontual da rotação de um escoamento no plano xy . A unidade é s^{-1} . A vorticidade relativa do escoamento atmosférico em latitudes médias tem a ordem de magnitude de 10^{-5} s^{-1} , sendo uma ordem de magnitude menor que a vorticidade planetária de terra, $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

Essas informações foram obtidas junto ao INPE (2008)

REFERÊNCIAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector Part I: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 505-524, 1988.

ANA. Agência Nacional de Águas. Disponível em: <<http://www.ana.gov.br>>. Acessado em 05 de setembro de 2007.

ANEEL. Agência Nacional de Águas. Disponível em: <<http://www.aneel.gov.br/area.cfm?idarea=104&idperfil=2>>. Acessado em 18 de setembro de 2007.

BARREIRO, M.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Variability of the South Atlantic convergence zone as simulated by an atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v. 15, p. 745–763, 2002.

BARROS, V.R.; GONZALEZ, M.; LIEBMANN, B.; CAMILLONI, I. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 67, p. 123–133, 2000.

BARROS, V.R.; DOYLE, M.; GONZÁLEZ, M.; CAMILLONI, I.; BEJÁRAN, R.; CAFFERA, R. M. Climate variability over subtropical South America and the South American Monsoon: a review. **Meteorologica**, v. 27, n. 1, p. 33-57, 2002.

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**, v. 15, p. 251–267, 2002.

BARRY, R. G.; CARLETON, A. M., **Synoptic and Dynamic Climatology**, London, UK: Rutledge, 2001; p. 78.

BERBERY; E.H.; MECHOSO, C.R. Climatology and hydrology of the La Plata basin, a document of the VAMOS scientific study group on La Plata basin, 2001. Disponível em <http://www.atmos.umd.edu/~berbery/lpb/science_plan.html>. Acessado em 30/07/2007.

BERRI, G.J.; GHIETTO, M.A.; GARCIA, N.O. The influence of ENSO in flows of the upper Parana river of South America over the past 100 years. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 57-65, 2002.

CARVALHO, L.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence and relationships with intrasazonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CATTEL, R. B. **Factor analysis**. New York: Harper and Row, 1952.

CAZES-BOEZIO, G., A. W. ROBERTSON; C. R. MECHOSO. Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relationships with precipitation in Uruguay. **Journal of Climate**, v. 16, p. 1159–1176, 2003.

CHEN, T.-C. Maintenance of summer monsoon circulation: a planetary scale perspective. **Journal of Climate**, v. 16, p. 2022-2037, 2003.

CPTEC – Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, 2006, imagem de satélite. Disponível em <<http://satelite.cptec.inpe.br/>>. Acessado em 13 de janeiro de 2006.

CUSHMAN-ROISIN, B. **Introduction to Geophysical Fluid Dynamics**. New Jersey, NJ: Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1994; p.15-32; 83-87.

DETTINGER, M. D.; CAYAN, D. R.; MCCABE, G. J.; MARENGO, J. A. Multiscale stream flow variability associated with El Niño/Southern Oscillation. In: DIAZ, H. F.; MARKGRAF, V. (Ed.). **El Niño and the southern oscillation: multiscale variability and global regional impacts**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2000. p. 113-146.

DIAMOND, J. **Colapso**: Como as sociedades escolhem o fracasso ou o sucesso. São Paulo, SP: Ed. Record, 2005; p.195-218.

DOYLE, M.; BARROS, V. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3394-3410, 2002.

ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.. Global modes of ENSO and non-ENSO SST variability and their associations with climate. In; DIAZ, H. F.; MARKGRAF, V. (Ed.). **El Niño and the southern oscillation: multiscale variability and its impacts on natural ecosystems and society**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1999.

FERRAZ, S. E. T. **Intraseasonal variations of the summer precipitation over South America**. São Paulo, 2004. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astrofísica e Geofísica, Universidade de São Paulo.

GAN, M. A., V. E. KOUSKY, e C. F. ROPELEWSKI. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47-66, 2004

GARCIA, A.M.; VIEIRA, J.P.; WINEMILLER, K.O. E GRIMM, A.M. Comparison of 1982-1983 and 1997-1998 El Niño effects on the shallow-water fish assemblage of the Patos Lagoon. **Estuaries**, v. 27, n. 5, p. 905-914, 2004.

GARCIA, N.O.; VARGAS, W.M. The spacial variability of runoff and precipitation in the Rio de la Plata basin. **Hydrological Sciences Journal**, v. 41, n. 3, p. 279-299, 1996.

GARCIA, N.O.; VARGAS, W.M. The temporal climatic variability in the Rio de la Plata basin displayed by the river discharges. **Climatic Change**, v. 38, p. 359-379, 1998.

GRIMM, A.M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of Tropical-Extratropical Interactions with Influences Functions of a Barotropic Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 3538-3555, 1995.

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**, v. 11, p. 2863-2880, 1998.

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**, v. 13, p. 35-58, 2000.

GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263-280, 2003.

GRIMM, A.M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, n. 2-3, p. 123-138, 2004.

GRIMM, A. M.; C. S. VERA, e C. R. MECHOSO. The South American Monsoon System. In: CHANG, C.-P.; WANG, B.; LAU, N.-C.G. (Ed.). **The global monsoon system: research and forecast**. p. 219-238, 2005. Disponível em: <http://www.wmo.int/pages/prog/arep/tmrp/documents/global_monsoon_system_IMW3.pdf>. Acessado em 30 de agosto de 2007.

GRIMM, A.M.; PAL, J.; GIORGI, F. Connections 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**. V.20, n. 24, p. 5929-5945, 2007.

GRIMM, A M.; SABÓIA, J.P.J. Interdecadal fluctuations of precipitation over South America: seasonality and linkages with SST. Abstracts of the IUGG XXIV General Assembly (cd), session on interannual and interdecadal climate variability (jps001), Perugia, Italia, 2-13 julho, International Union of Geodesy and Geophysics, 2007.

HOEL, P. G., **Introduction to Mathematical Statistics**. New York, NY: John Wiley & Sons, INC., 1971; p. 168-69, 257-260, 1971.

HOLTON, J.R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Amsterdam: Elsevier Academic Press, 2005: 529 pp.

INPE, Glossário de termos técnicos, Obtido em: <http://www.cptec.inpe.br/glossario_tecnico/glos_ABC.shtml>. Data de acesso: 11/03/2008

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBIZUSAKI, W.; HIGGINS, W.; JONAWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-71, 1996.

KODAMA, Y. M. Large scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal, the SPCZ e SCAZ) I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813-836, 1992.

KOUSKY, V.E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217-231, 1988.

LENTERS, J.; COOK, K.H. Summertime precipitation variability over South America: role of large scale circulation. **Monthly Weather Review**, v. 127, p. 409-431, 1999.

LI, J.; ZENG, Q. A unified monsoon index. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 8, p. 1-4, 2002.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 1275-1277, n. 6, 1996.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279-291, 1997.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K.C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1389-1407, 2002.

ONS. Relatório de vazões 1931-2005. Publicado em 2005. Disponível em: <http://www.ons.org.br/conheca_sistema/o_que_e_sin.aspx>. Acessado em 06 de setembro de 2007.

PASQUINI, A.I.; DEPETRIS, P.J. Discharge trends and flow dynamics of South American rivers draining to the southern Atlantic seaboard: an overview. **Journal of Hydrology**, v. 333, p. 385-399, 2007.

RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variation and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81-91, 1990.

RAYNER, N. A.; PARKER, D. E.; HORTON, E. B.; FOLLAND, C. K.; ALEXANDER, L. V.; ROWELL, D. P.; KENT, E. C.; KAPLAN, A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 4407, 2003.

REYNOLDS, R.W.; SMITH, T.M. Improved global sea surface temperature analysis. **Journal of Climate**, v. 7, p. 929-948, 1994.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal cycles in river flows of southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2570-2581, 1998.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 13, p. 2177-2194, 2000.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R.; GARCIA, N. O. Interannual prediction of the Paraná River. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 22, p. 4235-4238, 2001.

ROPELEWSKI, C. H.; HALPERT, S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, P. 1606-1626, 1987.

SANT'ANNA NETO, J.L. **Por uma Geografia do Clima – Antecedentes Históricos, Paradigmas Contemporâneos e uma Nova Razão para um Novo Conhecimento**. São Paulo: Terra Livre, v. 17, 2002, p. 49-61.

SEABRA, M. S. Balanço de Calor na Zona de Convergência do Atlântico Sul e suas Relações com a Circulação Atmosférica. Rio de Janeiro, 2002. Dissertação de Mestrado – Departamento de Meteorologia, CCMN/UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.

SIMÕES, S.J.; BARROS, A.P. Regional hydroclimatic variability and Brazil's 2001 energy crisis. **Management and Environmental Quality: an International Journal**, v. 18, n. 3, p. 263-273, 2007

SMITH, L. I., A tutorial on principal component analysis. Disponível em <http://csnet.otago.ac.nz/cosc453/student_tutorials/principal_components.pdf>, 2002. Data de acesso: 15/12/2005.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMATER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C.R.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P.L.; ZHANG, C.. Toward a unified view of the American monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977-5000, 2006.

WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Science**, San Diego, CA: Academic Press, 1995; p. 45-46, 121-24, 277-78, 285, 373-386.

XUE, Y.; SALES, F. de; LI, W.-P.; MECHOSO, C.R.; NOBRE, C.A; JUANG, H.-M. Role of Land surface Processes in South America Monsoon Development. **Journal of Climate**, v. 19, n. 5, p. 741-762, 2005.

ZHOU, J.; LAU, M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, 1998.

ZHOU, J.; LAU, M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, **Journal of Climate**, v. 21, p. 1623-1644, 2001.