

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CURSO DE ENGENHARIA AMBIENTAL

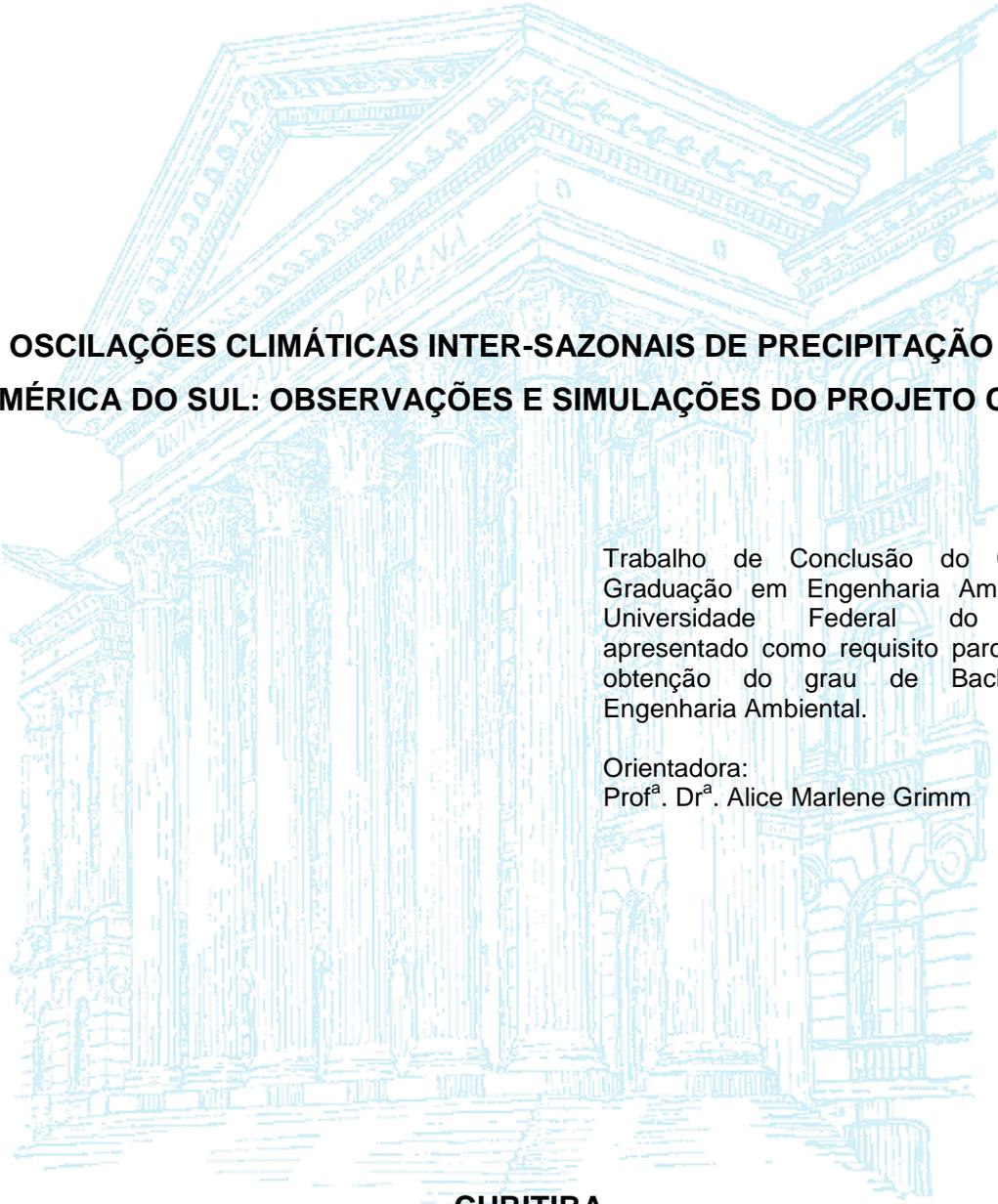
EVELIN DE LARA PALLÚ

**OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS INTER-SAZONAIS DE PRECIPITAÇÃO DA
AMÉRICA DO SUL: OBSERVAÇÕES E SIMULAÇÕES DO PROJETO CMIP5**

CURITIBA

2014

EVELIN DE LARA PALLÚ



**OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS INTER-SAZONAIS DE PRECIPITAÇÃO DA
AMÉRICA DO SUL: OBSERVAÇÕES E SIMULAÇÕES DO PROJETO CMIP5**

Trabalho de Conclusão do Curso de Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Paraná, apresentado como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Engenharia Ambiental.

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

CURITIBA

2014

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE SIGLAS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 VARIABILIDADES INTERANUAL E INTER-SAZONAL	4
2.2 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO	7
2.3 MODELOS CLIMÁTICOS	8
3 OBJETIVOS	10
3.1 OBJETIVO GERAL	10
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	10
4 MATERIAIS E MÉTODOS	11
4.1 DADOS	12
4.2 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA.....	14
4.2.1 Série de eventos extremos	15
4.2.2 Distribuição Gama	15
4.3 ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS (ACP)	16
4.4 CORRELAÇÃO ENTRE MODOS.....	20
4.5 COMPOSIÇÃO DA EVOLUÇÃO DAS ANOMALIAS	20
4.6 CORRELAÇÃO ENTRE TRECHOS MÓVEIS.....	21
4.7 COMPOSIÇÃO DE EVOLUÇÃO DE VAZÃO.....	22
4.8 ANÁLISE DE SIGNIFICÂNCIA.....	23
4.8.1 Coeficiente de correlação.....	23
4.8.2 Teste T de Student.....	24
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	25
5.1 DADOS OBSERVADOS: CARACTERIZAÇÃO DA OSCILAÇÃO INTER-SAZONAL	25
5.1.1 ACP de precipitação mensal (1950 – 2010).....	26
5.1.2 ACP de precipitação mensal (1960 – 2000).....	28

5.1.3	Relações entre os modos de variabilidade de precipitação observada	30
5.1.3.1	Período de 1950 a 2010.....	30
5.1.3.2	Período de 1960 a 2000.....	31
5.1.4	Composição de evolução das anomalias	33
5.1.4.1	Precipitação na América do Sul	33
5.1.4.2	TSM em escala global.....	37
5.1.4.3	Variáveis atmosféricas em baixos e altos níveis	41
5.1.5	Correlação entre trechos móveis com precipitação observada.....	44
5.2	OSCILAÇÃO INTER-SAZONAL E SUA RELAÇÃO COM OS EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO	46
5.2.1	ACP de eventos extremos de precipitação diária (1950-2010)	46
5.2.2	Relações entre os modos de variabilidade da frequência do número de eventos extremos de precipitação	49
5.3	MODELOS CLIMÁTICOS E OSCILAÇÃO INTER-SAZONAL.....	50
5.3.1	Modelo MPI-ESM-LR	50
5.3.1.1	ACP de precipitação simulada pelo modelo MPI-ESM-LR.....	50
5.3.1.2	Relações entre os modos de variabilidade de precipitação simulada pelo MPI-ESM-LR.....	52
5.3.2	Modelo IPSL-CM5A-LR.....	53
5.3.2.1	ACP de precipitação simulada pelo modelo IPSL-CM5A-LR	53
5.3.2.2	Relações entre os modos de variabilidade de precipitação simulada pelo IPSL-CM5A-LR	55
5.4	COMPOSIÇÃO DE EVOLUÇÃO DE VAZÃO.....	56
6	CONCLUSÕES	59
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Ciclos anuais de precipitação da América do Sul, em áreas de 2.5°x2.5° latitude-longitude, calculados com pelo menos 25 anos de dados do período de 1950 a 2005. Fonte: Grimm (2011).	3
Figura 2.1 Evolução dos processos de inversão entre (esquerda) a primavera e (direita) o pico de verão. Fonte: Grimm, Pal e Giorgi (2007).	6
Figura 4.1 (a) Primeiro, (b) segundo e (c) terceiro modo não rotacionado da ACP de precipitação para dados observados de janeiro-fevereiro (1960-2000). As variâncias explicadas para os modos 1, 2 e 3 são, respectivamente, 26,3 %, 12,6 % e 8,2 %.	18
Figura 4.2 (a) Primeiro, (b) segundo e (c) terceiro modo rotacionado da ACP de precipitação para dados observados de janeiro-fevereiro (1960-2000). As variâncias explicadas para os modos 1, 2 e 3 são, respectivamente, 20,2 %, 12,2 % e 10,0 %.	19
Figura 5.1 (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados observados de novembro (1950-2010). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 17,0 %, 13,3 %, 13,0 % e 9,2 %.	27
Figura 5.2 (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados observados de janeiro (1950-2010). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 23,7 %, 17,2 %, 11,2 % e 9,6 %.	28
Figura 5.3 (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados observados de novembro (1960-2000). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 16,9 %, 10,0 %, 9,5 % e 5,8 %.	29
Figura 5.4 (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados observados de janeiro (1960-2000). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 25,9 %, 8,3 %, 8,0 % e 5,9 %.	30

Figura 5.5 Composição das anomalias de precipitação, desde outubro (ano 0) até março do ano seguinte (ano +), com base no primeiro modo observado rotacionado de novembro (colunas (a) e (b)) e no segundo modo observado rotacionado de novembro (colunas (c) e (d)), usando como referência fases extremas negativas (colunas (a) e (c)) e positivas (colunas (b) e (d)) destes modos.....	34
Figura 5.6 Composição das anomalias de TSM, desde outubro (ano 0) até março do ano seguinte (ano +), com base nas fases extremas positivas do primeiro modo rotacionado de novembro (1950-2010).....	38
Figura 5.7 Composição das anomalias de TSM, desde outubro (ano 0) até março do ano seguinte (ano +), com base nas fases extremas positivas (coluna (a)) e negativas (coluna (b)) do segundo modo rotacionado de novembro (1950-2010).	40
Figura 5.8 Composição das anomalias de divergência baseadas na fase positiva do segundo modo rotacionado de novembro para (a) novembro (0) e (b) janeiro (+). A esquerda estão os mapas para 850 hPa e a direita, para 200 hPa (período 1950-2010).....	43
Figura 5.9 Composição das anomalias de potencial de velocidade baseadas na fase positiva do segundo modo rotacionado de novembro para (a) novembro (0) e (b) janeiro (+). A esquerda estão os mapas para 850 hPa e a direita, para 200 hPa (período 1950-2010).....	44
Figura 5.10 (a) Correlação móvel entre o primeiro modo rotacionado de novembro com o primeiro modo rotacionado de janeiro, usando dados observados de 1950 a 2010. (b) FL (esquerda) e FS (direita) do primeiro modo rotacionado da variabilidade interdecadal da precipitação de primavera para o período de 1950 – 2000. Fonte: Grimm e Saboia (2014).	45
Figura 5.11 (a) Correlação móvel entre o primeiro modo rotacionado de novembro com o primeiro modo rotacionado de janeiro, usando dados observados de 1960 a 2000. (b) FL (esquerda) e FS (direita) do segundo modo rotacionado da variabilidade interdecadal da precipitação de primavera para o período de 1950 – 2000. Fonte: Grimm e Saboia (2014).	46
Figura 5.12 (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP da série do número de eventos extremos de novembro (1950-	

2010). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 7,0 %, 6,0 %, 5,2 % e 5,0 %.....	48
Figura 5.13 (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP da série do número de eventos extremos de janeiro (1950-2010). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 16,4 %, 10,0 %, 5,0 % e 4,1 %.....	49
Figura 5.14 Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados simulados do modelo MPI de novembro (1950-2005). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 9,2 %, 5,3 %, 4,7 % e 3,8 %.....	51
Figura 5.15 Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados simulados do modelo MPI de janeiro (1950-2005). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 5,1 %, 4,9 %, 4,7 % e 4,5 %.....	52
Figura 5.16 Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados simulados do modelo IPSL de novembro (1950-2005). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 11,3 %, 6,3 %, 5,4 % e 4,4 %.....	54
Figura 5.17 Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados simulados do modelo IPSL de janeiro (1950-2005). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 8,6 %, 6,4 %, 5,1 % e 4,0 %.....	55
Figura 5.18 Anomalias de vazão, baseadas nos anos de fase (a) negativa e (b) positiva do primeiro modo rotacionado de novembro (linha verde) e primeiro modo rotacionado de janeiro (linha azul), para 1950-2010. A série climatológica está sendo representada pela linha vermelha.	57
Figura 5.19 Anomalias de vazão, baseadas nos anos de fase (a) negativa e (b) positiva do segundo modo rotacionado de novembro (linha verde) e terceiro modo rotacionado de janeiro (linha azul), para 1950-2010. A série climatológica está sendo representada pela linha vermelha.	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 Meses, bimestres e/ou estações analisados.	11
Tabela 4.2 Período inicial e final utilizado em cada tipo de período.....	20
Tabela 5.1 Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para dados observados (1950-2010). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva). O azul claro (laranja) representa significância melhor que 0,10 e correlação negativa (positiva).....	31
Tabela 5.2 Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para dados observados (1960-2000). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva).....	32
Tabela 5.3 Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para série de eventos extremos (1950-2010). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva). O azul claro (laranja) representa significância melhor que 0,10 e correlação negativa (positiva).....	50
Tabela 5.4 Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para dados simulados do MPI (1950-2005). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva). O azul claro (laranja) representa significância melhor que 0,10 e correlação negativa (positiva).....	53
Tabela 5.5 Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para dados simulados do IPSL (1950-2005). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva). O azul claro (laranja) representa significância melhor que 0,10 e correlação negativa (positiva).....	56

LISTA DE SIGLAS

ACP	Análise de Componentes Principais
ANA	Agência Nacional de Águas
AR5	<i>Fifth Assessment Report</i>
CMIP3	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 3</i>
CMIP5	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 5</i>
CP	Componentes Principais
EOF	<i>Empirical Orthogonal Function</i>
EN	El Niño
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
ESM	<i>Earth system modeling</i>
GEE	Gases de efeito estufa
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
IPSL	<i>Institut Pierre Simon Laplace</i>
LN	La Niña
LR	<i>Low resolution</i>
MPI	<i>Max-Planck Institute for Meteorology</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCAR	<i>National Center of Atmospheric Research</i>
PC	<i>Principal Components</i>
PCA	<i>Principal Components Analysis</i>
RCP	<i>Representative Concentration Pathways</i>
UFPR	Universidade Federal do Paraná
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

RESUMO

O principal objetivo deste trabalho é analisar a evolução inter-sazonal da precipitação observada na América do Sul, avaliando também o desempenho de modelos climáticos do projeto CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 – World Climate Research Programme*) neste aspecto. Dados observados de precipitação de mais de 10000 estações foram interpolados numa grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude/longitude. Eles foram submetidos à Análise de Componentes Principais (ACP), que tem por finalidade reduzir a dimensão dos dados e, assim, facilitar as análises. Os componentes principais (CP) dos modos mais relevantes para diferentes períodos do ano foram correlacionados para encontrar relações de evolução inter-sazonal. Estudos prévios indicam que forçantes locais e remotas de circulação influenciam oscilações inter-sazonais. Para verificar como elas ocorrem, foram feitas composições de evolução de anomalias oceânicas e atmosféricas, em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa), referenciadas a fases extremas dos principais modos de precipitação para diferentes períodos do ano, com correlação significativa entre eles. Correlações de trechos móveis de 11 anos dos CP de tais modos foram calculadas para verificar a existência de modulação interdecadal em relações inter-sazonais. Os resultados foram gerados para todos os meses, bimestres e estações do ano, porém o foco principal deste trabalho está na estação chuvosa da maior parte da América do Sul (primavera, verão e início do outono), e seus meses/bimestres relacionados. Os resultados foram mostrados para os meses de novembro e janeiro. As análises indicaram que no Centro-Leste do Brasil existe uma tendência à inversão das anomalias de precipitação entre primavera (novembro) e verão (janeiro). Estes resultados estão coerentes com estudos anteriores. A oscilação inter-sazonal sofre influência da oscilação interdecadal, ou seja, a relação de inversão entre primavera e verão pode ser mais forte ou fraca em certas épocas. Para estender a análise à frequência de eventos extremos de precipitação, estes foram determinados com base no percentil 90 da distribuição Gama ajustada aos dados de cada dia do ano, na série de médias móveis de três dias localizadas no dia central. O número de eventos extremos foi contado para cada mês. A estes dados foram também aplicados os métodos anteriores. Os resultados da série da frequência de eventos extremos apontam para uma relação de inversão entre os primeiros modos de primavera e verão. Foram também usados dados diários de vazão da barragem de Três Marias (localizadas no Centro-Leste do Brasil) para averiguar possível influência das relações inter-sazonais analisadas. Existe uma relação entre as anomalias de vazão e a oscilação inter-sazonal, porém com atraso na resposta. Os modelos climáticos devem representar bem as características observadas para que as projeções do clima futuro sejam confiáveis. Dois modelos foram escolhidos (MPI-ESM-LR e IPSL-CM5A-LR) para fazer as mesmas análises aplicadas aos dados observados. Ambos fazem parte do projeto CMIP5. O modelo MPI conseguiu reproduzir a inversão entre a primavera e o verão. Porém, o IPSL indicou persistência, ao invés de inversão da polaridade.

Palavras-chave: Precipitação, América do Sul, evolução inter-sazonal, modelos climáticos.

ABSTRACT

The main objective of this work is to analyze the inter-seasonal evolution of observed precipitation in South America, also evaluating the performance of climate models of CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 – World Climate Research Programme) in this regard. Observed data of more than 10000 stations were interpolated to a grid of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ latitude/longitude. They were subjected to Principal Components Analysis (PCA), which aims to reduce the size of data and thus facilitate the analysis. The principal components (PC) of the most relevant modes for different periods of the year were correlated to find relationships of inter-seasonal evolution. Previous studies indicate that local and remote forcing influence inter-seasonal oscillations. To check how they occur, composites were carried out of the evolution of oceanic and atmospheric anomalies, at low (850 hPa) and high levels (200 hPa), keyed to extreme phases of the main precipitation modes for different periods of the year, with significant correlation between them. Correlations between running 11-year PC series of such modes were calculated to verify the existence of interdecadal modulation in the inter-seasonal relationships. Results were generated for each month, two- and three-months periods, but the main focus of this work is on the rainy season in most of South America (spring, summer and early autumn), and months/periods related. The results are shown for the months of November and January. The analyzes indicate that in central-east Brazil there is a tendency to inversion of precipitation anomalies between spring (November) and summer (January). These results are consistent with previous studies. The inter-seasonal oscillation suffers influence of interdecadal oscillation, the relation between spring and summer can be stronger or weaker in certain seasons. To extend the analysis to the frequency of extreme precipitation events, these were determined based on the 90 percentile of the gamma distribution fitted to the data of each day of the year in the series of three-day moving averages placed on the central day. The number of extreme events was counted for each month. To these data were also applied the previous methods. The results to the frequency of extreme precipitation events indicate a relationship between the first inversion modes of spring and summer. Daily streamflow data from the Três Marias Dam (located in central-east Brazil) were used to investigate possible influence of the analyzed inter-seasonal relationships. There is a relationship between anomalies of streamflow and inter-seasonal oscillation, but with late response. The climate models should represent well the observed features for the present climate so that the projections of future climate can be considered reliable. Two models were chosen (MPI-ESM-LR and IPSL-CM5A-LR) to undergo the same analyzes applied to the observed data. Both are part of the CMIP5. MPI model was able to reproduce the inversion between the spring and the summer. However, IPSL indicates persistence, instead of inversion.

Key-words: Precipitation, South America, inter-seasonal evolution, climate models.

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, a concentração dos gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera vem aumentando de forma significativa, podendo gerar mudanças na variabilidade climática natural como, por exemplo, nos eventos El Niño (EN) e La Niña (LN). Estudos mostram que episódios EN e LN influenciam a precipitação na América do Sul (ACEITUNO, 1988; GRIMM, 2003, 2004, 2011; GRIMM e TEDESCHI, 2009). Eventos extremos de precipitação ou secas severas causam problemas significativos na agricultura, economia e sociedade. A população sofre com os deslizamentos de terra, enchentes, perdas de infraestrutura, problemas com a produção agrícola, entre outros.

A economia pode ser prejudicada, pois grande parte do setor energético brasileiro depende das usinas hidrelétricas. Secas severas em uma determinada região podem desestabilizar o fornecimento de energia em parte do país. O “apagão” nacional que ocorreu em 2009 é um bom exemplo para mostrar como a geração de energia no Brasil é frágil. A situação do Paraguai é mais delicada, pois 75% da energia consumida provem da usina de Itaipu.

Amplos setores da engenharia dependem direta ou indiretamente dos estudos climáticos. Por exemplo, antes de construir uma usina hidrelétrica ou um aterro sanitário é preciso conhecer as características climatológicas do local. É importante entender o regime de chuvas e fazer estimativas para os próximos anos, evitando futuros acidentes ou prejuízos.

Atualmente, os modelos climáticos se tornaram fundamentais para fazer previsões que ajudam a reduzir os danos na sociedade devidos às variações climáticas. A geração de modelos é muito complicada, necessitando de uma grande equipe de pesquisadores para representar as complexas relações entre o ar, água e solo, com suas diversas coberturas. Apesar do alto investimento, os modelos podem gerar resultados não condizentes a realidade. Neste caso, se forem aplicados em algum projeto podem causar sérios problemas. Os modelos (e suas projeções) só serão confiáveis se eles conseguirem representar bem o clima presente, suas variações e suas relações. É necessário, portanto, estudá-los a partir de dados observados e verificar se eles os reproduzem satisfatoriamente. Além disto, o

conhecimento destas variações e relações pode se utilizada em modelos estatísticos de previsão climática e na avaliação da previsibilidade climática.

Neste trabalho, são estudados modos interanuais de precipitação para diferentes períodos do ano e suas possíveis relações inter-sazonais. Então, é analisado o desempenho de dois modelos acoplados oceano-atmosfera que participam do projeto CMIP5 (MPI-ESM-LR e IPSL-CM5A-LR). O foco principal está na estação chuvosa da maior parte da América do Sul, ou seja, entre a primavera, verão e início do outono. A figura 1.1 representa o ciclo anual de precipitação na América do Sul, usando dados observados de 1950 a 2005. É possível verificar que o inverno austral é a estação seca na maior parte do continente, embora no Sul do Brasil as chuvas sejam bem distribuídas no ano todo e no Norte do continente esta seja a estação chuvosa. No Nordeste do continente a máxima precipitação ocorre durante o outono (GRIMM, 2011).

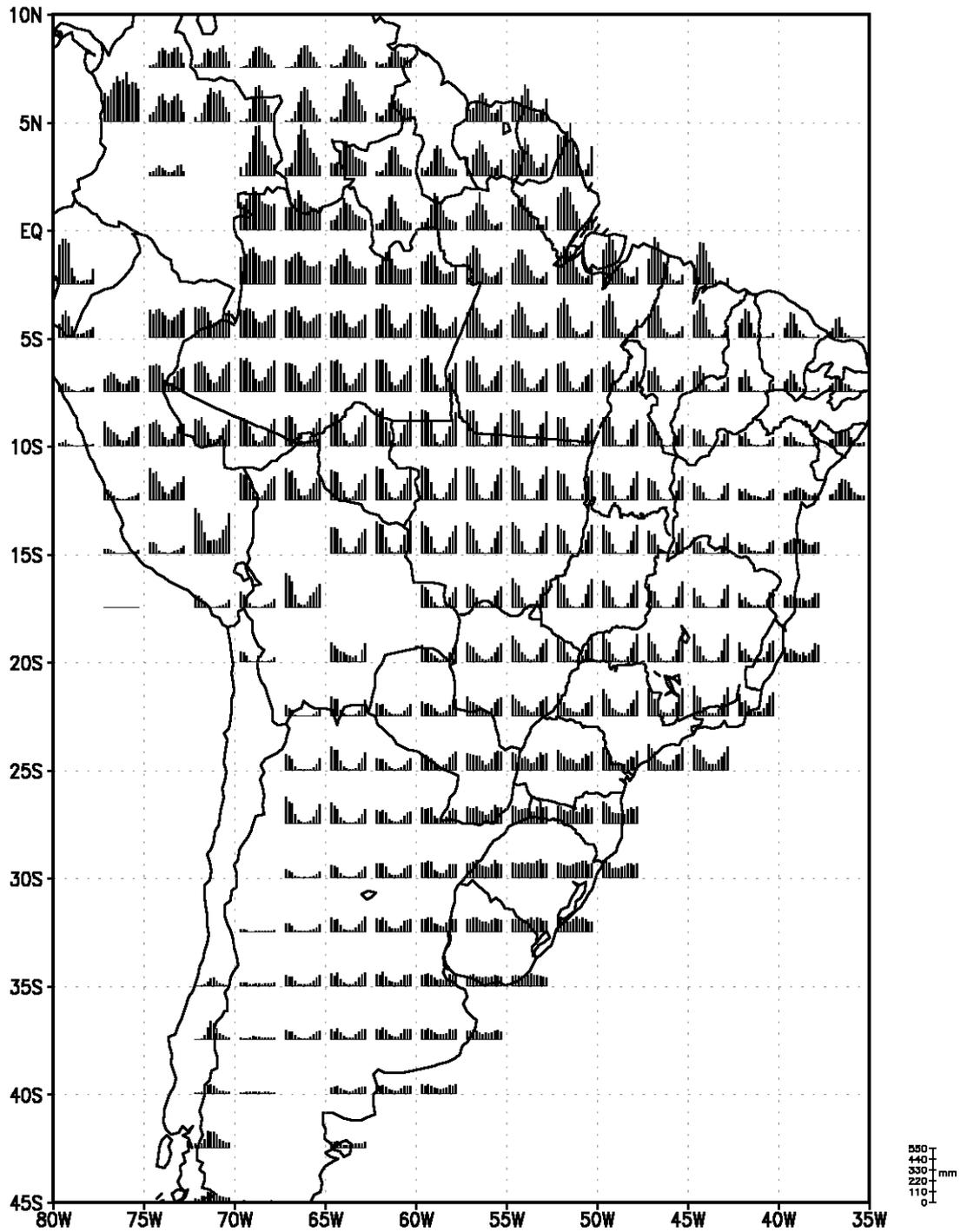


Figura 1.1: Ciclos anuais de precipitação da América do Sul, em áreas de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ latitude-longitude, calculados com pelo menos 25 anos de dados do período de 1950 a 2005. Fonte: Grimm (2011).

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 VARIABILIDADES INTERANUAL E INTER-SAZONAL

Grimm (2009; 2011) afirma que a principal causa da variabilidade interanual no clima do Brasil são os eventos El Niño – Oscilação Sul (ENOS). Eventos ENOS afetam a circulação de Walker e a propagação de ondas de Rossby e, por isto, tem influências remotas sobre várias regiões do globo.

A circulação de Walker está relacionada à variação de pressão atmosférica que ocorre na faixa tropical do Oceano Pacífico, na direção zonal. Ela é caracterizada pela ascendência sobre o continente marítimo (Indonésia, Filipinas) e Austrália, na porção oeste do oceano (Darwin, fonte quente) e pelas zonas de subsidência no leste (Taiti, fonte fria) sobre o oceano (BJERKNES, 1969). A perturbação na circulação de Walker e na propagação anômala de ondas de Rossby do Pacífico Central/Leste em direção ao sudeste da América do Sul geram impactos na precipitação. Consequentemente, os episódios ENOS afetam significativamente a precipitação na América do Sul (ROPELEWSKI e HALPERT, 1987; GRIMM, 2003; 2004) e interferem na dinâmica global.

O efeito de aquecimento e resfriamento das águas superficiais do Oceano Pacífico Leste, ou seja, episódios El Niño e La Niña, respectivamente, fazem parte da oscilação oceano-atmosfera ENOS. Grimm (2003; 2004; 2011) estudou como os eventos El Niño e La Niña influenciam a precipitação na América do Sul. Durante anos de La Niña (El Niño), as anomalias de chuva na primavera tendem a ser positivas (negativas) no Norte e Centro-Leste do Brasil, e negativas (positivas) no Sul do país. O dipolo de anomalias durante a primavera de LN (EN) é gerado por perturbações nas células de Hadley e Walker e por propagação de ondas de Rossby do Oceano Pacífico tropical para os extratropicais da América do Sul. A estação chuvosa é marcada por mudanças significativas das anomalias entre os meses de novembro (0)¹ e janeiro (+). Durante episódios EN, o mês de novembro (0)

¹ O índice “0” atribuído ao mês representa que ele está associado ao ano inicial do fenômeno (início dos eventos ENOS) e o sinal “+” indica que o mês está no ano seguinte do início do evento. A utilização dos índices “0” e “+” será adotada neste trabalho, com o mesmo propósito.

apresenta anomalias negativas sobre o Norte e Centro-Leste do Brasil, e o Sul possui sinal oposto. Em janeiro (+), a região Norte continua com anomalias negativas, porém inverte-se o sinal no Centro-Leste do Brasil, e enfraquecem as anomalias no Sul do país (GRIMM, 2003). Durante episódios LN tende a ocorrer o oposto (GRIMM, 2004). Essas alterações significativas de uma estação para outra são aqui denominadas oscilações inter-sazonais.

Paegle e Mo (2002) obtiveram modos com variabilidade interanual de precipitação na América do Sul usando *empirical orthogonal function* (EOF) para realizar os seus estudos. A influência da temperatura da superfície do mar (TSM) sobre a precipitação também foi verificada através de correlações com os componentes principais associados ao EOF. O primeiro modo de verão obtido foi relacionado aos eventos ENOS, pois no norte da América do Sul predominaram anomalias negativas e no Sul do Brasil, anomalias positivas. Os autores também concluíram que as anomalias negativas no norte do continente são causadas pela perturbação da circulação de Walker.

Ropelewski e Halpert (1987) também documentaram o dipolo das anomalias de precipitação entre o nordeste e sudeste da América do Sul e o associam com eventos ENOS. No nordeste do continente (Norte do Brasil Guiana Francesa, Suriname, Guiana e Venezuela) mostraram anomalias negativas entre julho (0) e março (+). No sudeste (Sul do Brasil, nordeste da Argentina e Uruguai) indicaram precipitações positivas entre novembro (0) e fevereiro (+).

Os primeiros estudos que apontam para a existência da variabilidade inter-sazonal de anomalias de precipitação na América do Sul foram feitos por Grimm (2003; 2004). Uma das hipóteses levantadas para explicá-la é que existem no Centro-Leste do Brasil relações entre a atmosfera e a superfície (envolvendo topografia, umidade do solo, temperatura junto da superfície e temperatura da superfície do mar junto do Sudeste do Brasil) capazes de mudar as anomalias da primavera para o auge do verão (GRIMM, 2003). Grimm, Pal e Giorgi (2007) conseguiram provar estatisticamente algumas suposições feitas no trabalho anterior, com relação às forçantes locais e remotas. A correlação dos CP de precipitação foi feita entre novembro (0) e janeiro (+) no período total analisado (1960-2000), e nos anos com e sem ENOS. Ficou evidente a inversão das anomalias no centro-leste da América do Sul e no sudeste do continente, essas relações foram muito significativas (melhor que 0,05).

Grimm, Pal e Giorgi (2007) explicam como ocorre a inversão entre os modos de primavera e verão. Em novembro, as condições de seca no Centro-Leste do Brasil estão associadas às baixas umidades do solo e altas temperaturas próximas à superfície. No final da primavera, existe alta radiação solar (pouca nebulosidade) e alta TSM perto do Sudeste do Brasil. Essas anomalias térmicas na superfície combinadas com a topografia do Sudeste do país provocam anomalias de circulação ciclônica e convergente na superfície, levando o fluxo de umidade do Norte para o Sudeste do país. Esta convergência gera chuva no auge de verão (janeiro). A figura 2.1 mostra graficamente como esse processo de inversão acontece entre novembro e janeiro.

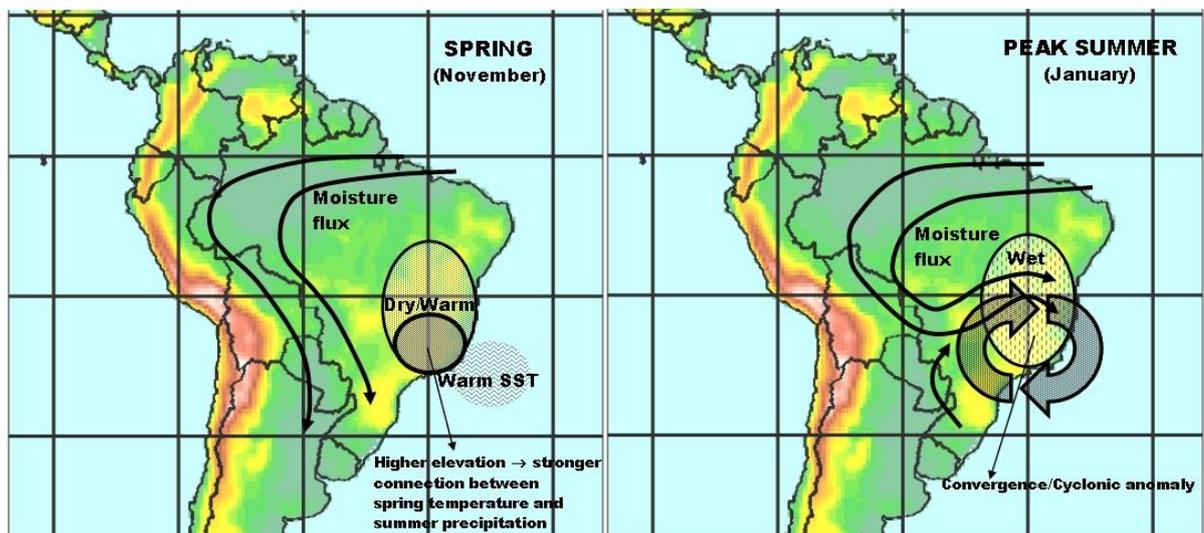


Figura 2.1: Evolução dos processos de inversão entre (esquerda) a primavera e (direita) o pico de verão. Fonte: Grimm, Pal e Giorgi (2007).

Grimm e Zilli (2009) mostraram que no verão há um modo de variabilidade interanual tão ou mais importante que ENOS. É um modo dipolo entre as variações de chuva no centro-leste e no sudeste da América do Sul, influenciado por forçantes locais. Este modo tem relação de inversão com outro modo dipolo da primavera, este mais influenciado por forçantes remotas, configurando uma oscilação inter-sazonal de anomalias de precipitação nessas regiões. As forçantes remotas e locais ganham força devido aos efeitos topográficos das montanhas no sudeste do Brasil. A modulação interdecadal pode alterar a intensidade da oscilação inter-sazonal dentro da estação chuvosa.

Esta relação de inversão no sinal da anomalia de precipitação entre novembro e janeiro foi encontrada também em Grimm e Tedeschi (2009), porém foram usados dados da frequência anômala de eventos extremos de precipitação em anos de EN/LN em relação aos anos normais. Isso mostra que pode existir oscilações inter-sazonais também na frequência anômala de eventos extremos.

Os estudos sobre variabilidade inter-sazonal e a tendência à inversão de sinais de anomalias entre os primeiros modos de primavera e verão são recentes e, por isso, não existem muitas pesquisas relacionadas ao assunto. Existem alguns temas que devem ser mais aprofundados, como por exemplo, a existência da modulação interdecadal ou se ocorre impacto nas anomalias de vazão.

2.2 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO

Quando eventos extremos de precipitação ocorrem numa região geram impactos devastadores, causando prejuízos para a população e a economia local. Entender a relação entre variações climáticas e a frequência de eventos extremos ajuda a prever e minimizar os impactos. Assim, muitos estudos relacionados à precipitação extrema estão sendo desenvolvidos.

Grimm e Tedeschi (2009) definiram eventos extremos como aqueles com precipitação acima do percentil 90, baseado na média móvel de 3 dias. Elas estudaram a frequência de eventos extremos durante anos de El Niño e La Niña em relação aos anos neutros. Os resultados mostraram que os eventos EN e LN influenciam significativamente na frequência de eventos extremos de precipitação em várias regiões da América do Sul e tendem a comportamentos opostos.

Muza et. al. (2009) realizaram um estudo sobre eventos extremos úmidos e secos, no Sudeste do Brasil e no Oceano Atlântico Subtropical oeste. Os dados de precipitação foram obtidos do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), focando no verão austral (1980-2002). Os eventos extremos úmidos (secos) foram definidos como correspondendo aos percentis acima (abaixo) de 75 (25), separados em duas escalas temporais: intra-sazonal (20-90 dias) e interanual (acima de 370 dias). Durante a variabilidade interanual, as anomalias de circulação em altos níveis (200 hPa), originados do oeste (leste), estão relacionadas com os eventos úmidos

(secos). Os autores não conseguiram estabelecer relações entre os eventos extremos (secos e úmidos) com ENOS nas duas regiões estudadas. Na escala intra-sazonal, os eventos extremos úmidos (secos) dependem do fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos zonais em 200 hPa.

Normalmente, os eventos extremos de precipitação são definidos a partir de um limiar do percentil. Não existe um único valor para definir estes eventos, depende do método escolhido por cada pesquisador. Em Carvalho, Jones e Liebmann (2002) o limiar de percentil utilizado foi 95. Eles estudaram a frequência de eventos extremos no sudeste da América do Sul (São Paulo), correlacionado com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), durante 1979 a 1996. Neste trabalho, optou-se por usar a definição de Grimm e Tedeschi (2009), detalhada no tópico 4.2.1.

2.3 MODELOS CLIMÁTICOS

Os modelos climáticos assumem um papel fundamental nas pesquisas de previsibilidade climática. Os modelos acoplados oceano-atmosfera disponíveis no CMIP5 são utilizados pelo IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) para realizar o *Fifth Assessment Report (AR5)*, publicado no final de 2013. Este relatório reúne estudos internacionais mais relevantes sobre as mudanças climáticas.

Grimm e Natori (2006) utilizaram o modelo ECHAM5-OM desenvolvido pelo *Max-Planck Institute for Meteorology* (versão anterior do modelo MPI-ESM-LR) no período presente (1961-1990) e nas projeções do futuro (2071-2100), no cenário A2 [INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2000]. Os primeiros modos da precipitação são bem representados pelo modelo. Na primavera do clima futuro é previsto impacto sobre a variabilidade interanual de precipitação no sudeste da América do Sul. O impacto no verão terá algumas semelhanças com a primavera, porém será mais fraco. As mudanças de precipitação na Amazônia estão relacionadas com o modo de variabilidade ENOS.

Um estudo realizado por Silveira et. al. (2013) compara o desempenho de modelos do CMIP5, em relação à variação de precipitação no século XX e para as projeções do clima futuro no cenário RCP 8.5 (*Representative Concentration Pathways*, VAN VUUREN et. al., 2011). Foram escolhidos sete modelos, entre eles o

IPSL-CM5A-LR. Os modelos foram classificados através de índices que indicam padrões de variação sazonal, interanual e decenal para o Nordeste do Brasil, Amazônia e bacia do Prata. Nas três regiões foram comparados os modelos do CMIP5 com a climatologia observada (1901-1999). Os modelos conseguiram reproduzir os padrões de variações sazonais e interanuais. Contudo, a maioria dos modelos não conseguiu reproduzir a variação interdecadal. O IPSL-CM5A-LR apresentou dificuldades em reproduzir a variabilidade sazonal na bacia do Prata. Este modelo e outros dois modelos subestimam a precipitação na Amazônia e a superestimam na bacia do Prata. Este erro acontece em muitos outros modelos. Nas projeções para o clima futuro, os modelos indicaram uma possível redução de precipitação na Amazônia, porém o IPSL-CM5A apresentou tendência ao aumento das chuvas.

Em um estudo recente, Song e Zhou (2014) investigaram a climatologia e a variabilidade interanual de verão na Ásia Oriental. O objetivo principal foi comparar o desenvolvimento de 13 modelos do CMIP3 com 19 modelos do CMIP5. Grande parte dos modelos do CMIP3 e CMIP5 conseguiram reproduzir razoavelmente bem a variação interanual. Dos 13 modelos do projeto CMIP3, o ECHAM5 foi o que melhor reproduziu a variabilidade interanual na Ásia Leste. Segundo os autores, a nova versão do ECHAM5 (MPI-ESM-LR) se destacou, pois foi o que melhor representou a precipitação e os ventos em 850 hPa. O IPSL-CM4 (versão mais antiga do IPSL-CM5A-LR) simulou bem a precipitação.

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GERAL

Detectar possíveis relações inter-sazonais entre os principais modos interanuais de precipitação na América do Sul e analisar o desempenho de modelos climáticos do projeto global CMIP5 na simulação destas relações.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- I. Identificar os principais modos interanuais de precipitação da estação chuvosa na América do Sul (primavera, verão e outono) e/ou de meses e bimestres associados a ela;
- II. Detectar relações de evolução inter-sazonal de anomalias de precipitação, através de correlações entre os modos determinados para diferentes épocas do ano e verificar possíveis causas de persistência ou inversão das anomalias;
- III. Analisar possível relação entre as variações inter-sazonais de anomalias de precipitação com as oscilações interdecadais;
- IV. Verificar a influência da variabilidade inter-sazonal nos principais modos da frequência de eventos extremos de precipitação (repetir as análises feitas com os dados observados de precipitação mensal com as séries de frequência de eventos extremos);
- V. Verificar se os dados dos modelos climáticos escolhidos (MPI-ESM-LR e IPSL-CM5A-LR) mostram as mesmas relações que os dados observados;
- VI. Averiguar se anomalias de vazão na barragem de Três Marias (localizadas no Centro-Leste do Brasil) estão relacionadas às oscilações inter-sazonais.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste trabalho, foram utilizados dados observados de precipitação de mais de 10000 estações distribuídas em toda a América do Sul. Os dados foram interpolados em quadrículas de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude/longitude.

A série observada da frequência de eventos extremos foi calculada a partir de dados diários de chuva, distribuídos em grades de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude/longitude. Se fossem utilizadas quadrículas de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ muitos eventos seriam amenizados devido às médias feitas com as estações (isto ficará mais claro no item 4.1, que explica como é realizada a transformação dos dados das estações em dados de pontos de grade).

Os resultados foram gerados para todos os meses, bimestres e estações do ano. Como o foco é na estação chuvosa, alguns resultados não serão mostrados. A tabela 4.1 indica os períodos que foram utilizados dentro do ano. Contudo, as análises que serão mostradas baseiam-se nos meses de primavera (novembro) e verão (janeiro).

Tabela 4.1: Meses, bimestres e/ou estações analisados.

MÊS	BIMESTRE	ESTAÇÃO
Setembro	Setembro – Outubro	Primavera
Outubro	Outubro – Novembro	Verão
Novembro	Novembro – Dezembro	Outono
Dezembro	Dezembro – Janeiro	
Janeiro	Janeiro – Fevereiro	
Fevereiro	Fevereiro – Março	
Março	Março – Abril	
Abril	Abril – Maio	
Maio	Maio – Junho	

Dados observados de precipitação e de frequência de eventos extremos foram submetidos aos métodos listados a seguir, que serão detalhados nos próximos tópicos:

- Análise de Componentes Principais: É um método muito utilizado na pesquisa de ciências atmosféricas (WILKS, 2006), devido à facilidade de analisar grandes quantidades de dados e não perder a característica dos dados originais. Gera um mapa com a distribuição espacial e um gráfico com a evolução temporal para cada modo;

- Correlação entre modos: É feita a correlação entre os CP de todos os modos, para todos os períodos. É importante ter uma visão geral dos resultados para verificar possíveis relações entre diferentes estações. A saída é uma tabela em *Excel* com os coeficientes de correlação descritos numericamente, e destacados segundo o nível de significância;
- Composição da evolução das anomalias: Após a escolha de um modo que demonstrou ter grande correlação com um modo de outro período do ano, os seus componentes principais são usados para determinar os anos de fases extremas positivas e negativas. Após isto, é feita a composição de anomalias de variáveis oceânicas e atmosféricas, para diferentes meses dos anos de fases extremas (positivas ou negativas) para aquele modo selecionado, de modo a verificar a evolução inter-sazonal das anomalias associadas com aquele modo;
- Correlações com trechos móveis das séries de CP: É feita a correlação entre trechos móveis de 11 anos das séries de CP de modos selecionados e o valor do coeficiente de correlação é colocado no ano central de cada trecho de 11 anos. Dez anos são perdidos nessa análise (cinco anos no início da série e cinco anos no final). A saída é um gráfico de correlações móveis com o tempo em anos.

Outro método utilizado foi o cálculo da composição de evolução de vazão. Esta técnica irá associar dados de vazão, obtidos da barragem de Três Marias, com os principais modos interanuais de precipitação. Assim, é possível verificar a relação entre oscilações inter-sazonais de anomalias de precipitação e de anomalias de vazão.

Todos os métodos citados anteriormente (exceto o cálculo da composição de evolução de vazão) são refeitos para os dados simulados dos modelos IPSL-CM5A-LR e MPI-ESM-LR, para verificar se eles conseguem representar as oscilações inter-sazonais. Os programas envolvendo cálculos estatísticos foram escritos na linguagem *Fortran 90* e para o desenho dos mapas e gráficos foram utilizados os programas *GrADS* e *GNUPLLOT*.

4.1 DADOS

Os dados observados de precipitação diária e mensal estão armazenados no banco de dados do Laboratório de Meteorologia da UFPR. Os dados foram obtidos da Agência Nacional de Águas (ANA) e de outras instituições brasileiras, além de institutos hidrometeorológicos de países vizinhos, como Argentina, Uruguai, Paraguai e Peru.

Conforme foi citado no item anterior, as estações com dados mensais foram separadas em quadrículas de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ de latitude/longitude. Em cada ponto de grade, foi calculada a média das estações que pertencem àquela quadrícula, e seu valor foi posicionado no centro. Duas estações, mesmo estando relativamente próximas, podem ter características diferentes causadas por forçantes locais e, portanto, os valores dos dados naquela quadrícula serão suavizados devido à média entre eles. Erros são descartados, pois os dados passaram por uma série de verificações antes de serem adicionados ao banco de dados do laboratório, para evitar valores incoerentes com a realidade. Os dados mensais de precipitação são os totais dos dados diários. Por outro lado, a definição de um evento extremo depende dos dados diários (ver tópico 4.2.1).

Para complementar os dados de precipitação (principalmente sobre o noroeste do continente) foi utilizado um conjunto interpolado por Liebmann e Allured (2005). Porém, só foram utilizados estes dados em quadrículas nas quais não existiam dados do laboratório. Se fossem usados simultaneamente (dados de Liebmann e do laboratório) em cada ponto de grade, ocorreria redundância, pois Liebmann utilizou alguns dados com a mesma origem do laboratório, por exemplo, da ANA.

A definição do domínio temporal das séries de precipitação pode influenciar nas análises, uma vez que, conjuntos curtos não conseguem reproduzir a variabilidade interdecadal. A fim de analisar a influência do período na variabilidade de precipitação duas séries distintas (1950-2010 e 1960-2000) foram analisadas e posteriormente comparadas. Variações espaciais dos dados (determinação do domínio) podem ou não interferir nos resultados, porém estas não serão abordadas neste trabalho.

Dados de variáveis oceânicas (TSM) e atmosféricas (função corrente, vento divergente e potencial de velocidade), em baixos e altos níveis, foram utilizados para fazer análises de composição de evolução das anomalias. Para as análises de TSM, foi utilizado o conjunto HadISST, do *Hadley Institute*, do Reino Unido, com grade de

1.0° x 1.0° (RAYNER et. al., 2003). Os dados da reanálises do NCEP/NCAR (KALNAY et. al., 1996) completam o conjunto de dados observados com as variáveis atmosféricas.

Devido ao avanço da tecnologia é possível utilizar modelos para previsões climáticas, sendo que os modelos são constantemente aperfeiçoados para representar o clima, suas relações e variações. No meio científico a demanda cresceu e conseqüentemente a exigência por modelos “confiáveis” se tornou vital para o desenvolvimento das pesquisas. As projeções para o clima futuro serão levadas em consideração se o clima presente for bem representado. Para isto, dois modelos acoplados oceano-atmosfera foram escolhidos: MPI-ESM-LR e IPSL-CM5A-LR. Ambos integram o experimento CMIP5 (TAYLOR, STOUFFER e MEEHL, 2009).

Os dados do modelo acoplado MPI-ESM-LR foram fornecidos pelo *Max-Planck Institute for Meteorology* (MPI), da Alemanha. São baseados na média das três rodadas disponíveis, que diferem por pequenas variações nas condições iniciais. As variáveis atmosféricas estão numa grade de, aproximadamente, 1.875° x 1.875° de latitude/longitude. Originalmente, as variáveis oceânicas tinham grade bipolar, contudo foram convertidas para a grade regular com o mesmo tamanho da atmosférica (1.875° x 1.875°). Os dados do IPSL-CM5A-LR provem do *Institut Pierre-Simon Laplace* (IPSL), da França e possuem 5 rodadas. As variáveis oceânicas estão numa grade de aproximadamente 2° x 2° e todas as variáveis atmosféricas possuem grade de 1.9° x 3.75° de latitude/longitude.

Devido ao grande esforço computacional para rodar modelos climáticos e ao grande número de dados de saída, optou-se por modelos com baixa resolução espacial (LR, *low resolution*). No projeto CMIP5, a série histórica é considerada desde 1850 até 2005 e as projeções para o futuro começam a partir de 2006. Para as nossas análises do clima presente será usado o período de 1950 até 2005. Os modelos acoplados geram as suas próprias variabilidades, por isso, não haverá problema em comparar com os diferentes períodos observados (1950-2010 e/ou 1960-2000).

4.2 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA

4.2.1 Série de eventos extremos

A determinação da série de eventos extremos é baseada no método desenvolvido por Grimm e Tedeschi (2009). Para cada ponto de grade, a média móvel de três dias da precipitação foi calculada e o seu valor colocado na data central. Desta forma, dois dias serão perdidos (um no início e outro no final), mas considera-se também a persistência dos eventos. A distribuição Gama (ver tópico 4.2.2) é ajustada para dados de cada dia do ano, obtidos da nova série (usando, por exemplo, todos os dias 1 de janeiro, então todos os dias 2 de janeiro, etc.). Os valores da precipitação diária são substituídos pelos seus respectivos percentis. Vários limiares inferiores de percentis podem ser usados para definir um evento extremo (citados anteriormente). Com base em Grimm e Tedeschi (2009), o percentil utilizado como limiar foi 90. Meses com mais de cinco dias de dados faltantes foram considerados indefinidos.

O número de eventos extremos (com percentil igual ou superior a 90) foi contado para cada mês e uma série de números de eventos extremos (ou série de frequência de eventos extremos) é montada para cada ponto de grade. Este conjunto de dados mensais de precipitação extrema é também analisado com todos os métodos descritos nos próximos itens. Assim, é possível avaliar o comportamento da frequência de eventos extremos e comparar com o da precipitação mensal.

4.2.2 Distribuição Gama

A descrição da distribuição Gama pode ser encontrada em Bussab e Morettin (2003). Esta distribuição é considerada uma extensão do modelo exponencial.

A função de distribuição é dada por $f(x, \alpha, \beta)$

$$f(x, \alpha, \beta) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (4.1)$$

sendo α e β os parâmetros, com $\alpha \geq 1$, $\beta > 1$ e $x > 0$. $\Gamma(\alpha)$ é a função gama, calculada por

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} e^{-x} x^{\alpha-1} dx, \alpha > 0. \quad (4.2)$$

Wilks (2006) indica uma solução para encontrar os valores de α e β . É necessário fazer uma aproximação do método da máxima verossimilhança e encontrar D (parâmetro)

$$D = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i). \quad (4.3)$$

Assim, obtemos α e β

$$\alpha = \frac{1 + \sqrt{1 + 4D/3}}{4D} \quad (4.4)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha}. \quad (4.5)$$

4.3 ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS (ACP)

A Análise de Componentes Principais (ACP), também conhecida como EOF, tem por objetivo reduzir a dimensão dos dados, através de combinação linear (WILKS, 2006). ACP começa com o cálculo da matriz de covariância, com as séries de anomalias, ou da matriz de correlação, com as séries de anomalias padronizadas. Depois, são obtidos os autovetores e autovalores da matriz escolhida. Os resultados são plotados e, finalmente, são analisados.

Os autovetores da matriz de correlação ou de covariância são conhecidos como *factor loadings* (FL) e fornecem as distribuições espaciais dos modos de variabilidade, enquanto a projeção do vetor de anomalias padronizadas sobre cada autovetor fornece os *factor scores* (FS) ou componentes principais (CP), que representam a distribuição temporal de cada modo. Os modos são ordenados pela fração da variância que eles explicam, que é calculada a partir dos autovalores da

matriz de correlação. Por exemplo, o primeiro modo é aquele que explica a maior variância, o segundo a próxima maior variância, e assim sucessivamente. Os modos de maior ordem são os menos importantes e representam ruídos.

A ACP pode gerar modos não-rotacionados e rotacionados. Os modos com autovalores maiores que 1 são rotacionados, conforme determina a regra de Kaiser (WILKS, 2006):

$$\lambda_m > \frac{T}{K} \sum_{k=1}^K s_{k,k} \quad (4.6)$$

onde $s_{k,k}$ é um valor amostral da matriz de correlação ou de covariância, k é um índice temporário para o somatório, K é o número total de variáveis, T é um parâmetro e λ_m é o autovalor. A rotação dos componentes principais é feita pela rotação *Varimax*. A principal característica deste método é manter a ortogonalidade entre os autovetores, ou seja, não são correlacionados. A rotação *Varimax* é definida por (RICHMAN, 1986):

$$V = \sum_{j=1}^n \frac{n \sum_{i=1}^n (b_{ij}^2/h_i^2)^2 - [\sum_{i=1}^n (b_{ij}^2/h_i^2)]^2}{n^2} \quad (4.7)$$

onde V é o critério *Varimax*, n é o número de variáveis (modos), b_{ij} são os FL (autovetores), h_i^2 é a comunalidade da i -ésima variável (proporção da variância explicada pela i -ésima variável) e i, j são os índices. Os CP são rotacionados, combinações em pares, até que o valor da variância seja maximizada.

A seguir será mostrado um exemplo de como analisar os resultados da ACP. Considere os três primeiros modos não-rotacionados de precipitação em janeiro-fevereiro, mostrados na figura 4.1, para o período de 1960-2000. A primeira linha representa os mapas com *factor loadings* (distribuição espacial) e a segunda, os gráficos dos *factor scores* (distribuição temporal). A variância explicada dos modos 1, 2 e 3 é, respectivamente, 26,3 %, 12,6 % e 8,2 %, ou seja, os três primeiros modos não-rotacionados representam, aproximadamente, 47,1 % da variância dos dados originais.

A análise do mapa e do gráfico deve ser feita em conjunto. Por exemplo, consideremos o primeiro modo não-rotacionado de janeiro-fevereiro (figura 4.1 (a)). Este modo possui fortes *factor loadings* sobre o Centro-Leste do Brasil, o que

significa que a precipitação desta região está fortemente correlacionada com os componentes principais (*factor scores*). Na fase positiva deste modo (CP maior que zero; figura 4.1a, segunda linha), os FL positivos (vermelho) sobre o Nordeste do Brasil indicam que pode chover mais que o normal. As anomalias negativas (azul) no sudeste e noroeste da América do Sul caracterizam chuvas abaixo do normal. O contrário acontece na fase negativa. Nos anos de fase negativa, as anomalias positivas (negativas) indicam precipitação abaixo (acima) da média no Nordeste do Brasil (sudeste/noroeste do continente).

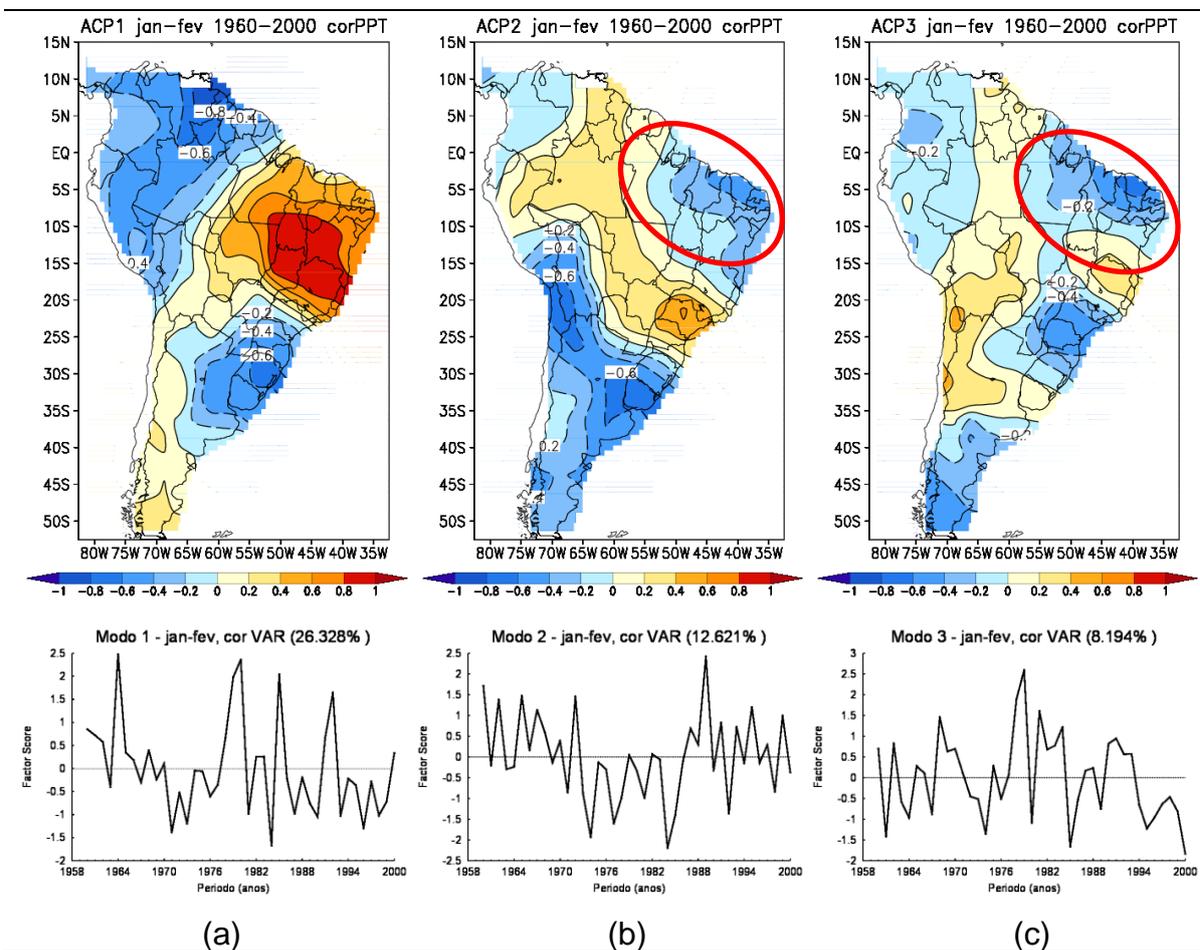


Figura 4.1: (a) Primeiro, (b) segundo e (c) terceiro modo não rotacionado da ACP de precipitação para dados observados de janeiro-fevereiro (1960-2000). As variâncias explicadas para os modos 1, 2 e 3 são, respectivamente, 26,3 %, 12,6 % e 8,2 %.

A figura 4.2 representa os três primeiros modos rotacionados de janeiro-fevereiro para o período de 1960-2000. A variância explicada dos três modos juntos foi de 42,4 %. O exemplo a seguir explica a diferença entre os modos rotacionados e não-rotacionados.

Consideremos, na figura 4.1, o segundo (4.1 (b)) e o terceiro (4.1 (c)) modos não-rotacionados de janeiro-fevereiro. Ambos possuem componentes (*factor loadings*) negativas relevantes sobre o Nordeste do Brasil (circuladas em vermelho), sendo que o segundo tem componentes mais fracas, mas possui também no sudeste da América do Sul. Nos modos rotacionados, o segundo (4.2 (b)) não apresentou *factor loadings* significativos no Nordeste, concentrando-se na variabilidade no sudeste do continente. O terceiro modo rotacionado (4.2 (c)) ficou com anomalias mais fortes no Nordeste. Isso significa que os modos rotacionados separam melhor a variabilidade em cada região, que provavelmente tem mecanismo físico similar. Por isto, são os melhores para analisar.

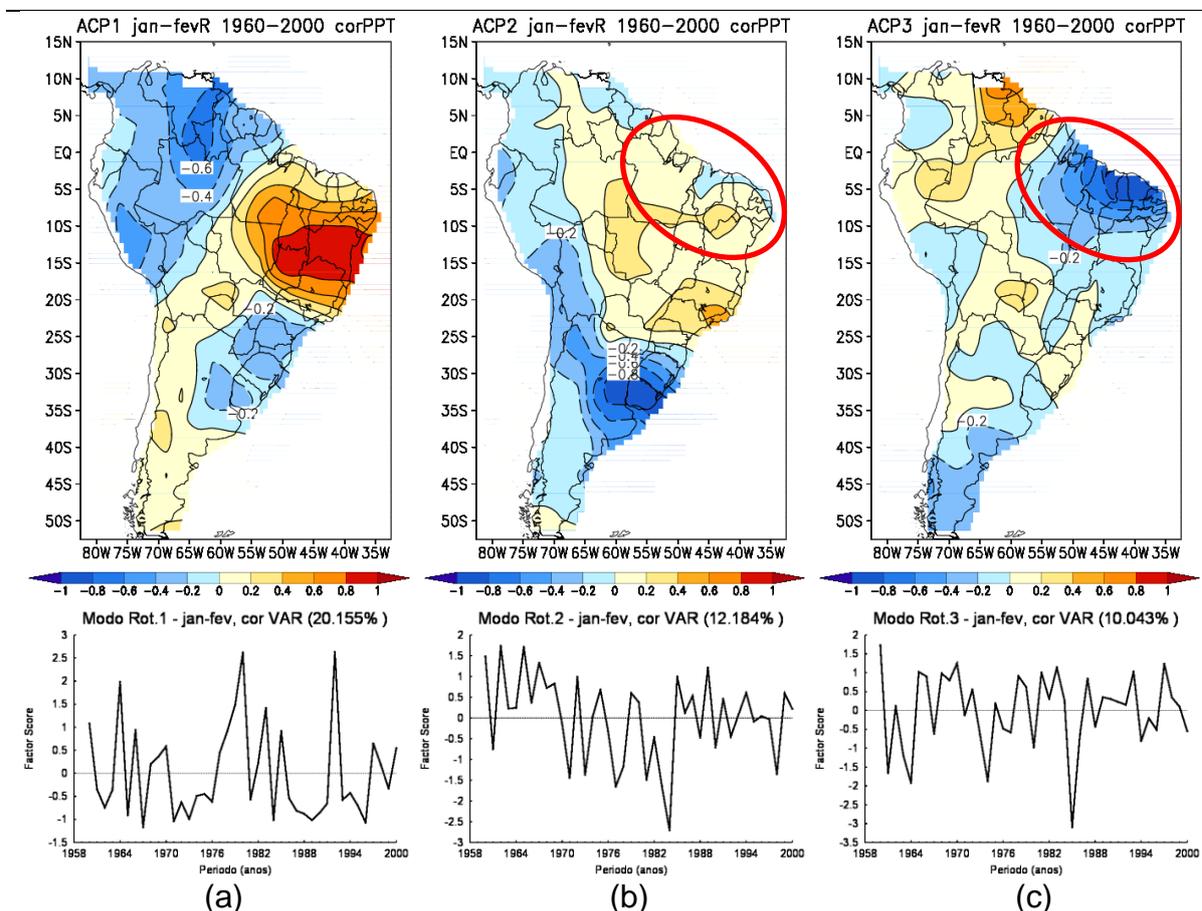


Figura 4.2: (a) Primeiro, (b) segundo e (c) terceiro modo rotacionado da ACP de precipitação para dados observados de janeiro-fevereiro (1960-2000). As variâncias explicadas para os modos 1, 2 e 3 são, respectivamente, 20,2 %, 12,2 % e 10,0 %.

A matriz de covariância pode representar melhor a variabilidade do outono (estação relativamente seca na maior parte do continente), pois é baseada no valor absoluto das anomalias. As estações chuvosas são bem representadas pela matriz de correlação, pois ela é calculada com base nos valores padronizados pelo desvio

padrão. A ACP foi feita para precipitação e eventos extremos na América do Sul. Os resultados obtidos foram baseados na matriz de correlação, pois o foco deste trabalho está na estação chuvosa na maior parte da América do Sul.

4.4 CORRELAÇÃO ENTRE MODOS

A correlação entre modos tem por objetivo detectar relações de evolução inter-sazonal (de inversão ou de persistência) nas anomalias de precipitação de uma estação do ano para outra. Para isto, foi realizada a correlação utilizando os FS dos modos rotacionados da precipitação. O teste t de Student foi aplicado para verificar se essas correlações são significativamente diferentes de zero. O resultado é uma tabela com os valores de correlação entre modos para diferentes tipos de períodos (mês, bimestre e estação do ano), destacando valores significativamente melhores que 0,05 ou 0,10.

O período inicial e final da correlação entre modos foi baseado no ciclo anual de precipitação, para obter resultados mais realistas. A tabela 4.2 indica o início e o fim da série adotada para cada tipo de período. A variável “0” representa o ano inicial e “+” indica o próximo ano.

Tabela 4.2: Período inicial e final utilizado em cada tipo de período.

Período	Período inicial	Período final
Mensal	Julho (0)	Agosto (+)
Bimestral	Agosto – Setembro (0)	Junho – Julho (+)
Sazonal	Primavera (0)	Inverno (+)

4.5 COMPOSIÇÃO DA EVOLUÇÃO DAS ANOMALIAS

As composições da evolução de anomalias para fases opostas verificam possíveis causas de inversão ou persistência de anomalias de uma estação, bimestre e/ou mês para outro. Este método é importante para verificar a relação entre variáveis oceânicas e atmosféricas.

As fases extremas (positivas ou negativas) de modos relevantes obtidos da ACP, que mostraram correlação com outros modos relevantes em períodos diferentes do ano, foram usadas como referência para fazer composições de anomalias de variáveis atmosféricas (precipitação, função corrente, vento divergente e potencial de velocidade) e oceânicas (TSM). As variáveis atmosféricas, exceto precipitação, foram separadas em baixos (850 hPa) e altos (200 hPa) níveis.

Inicialmente, os CP dos modos escolhidos de precipitação ou de eventos extremos foram classificados como anos de fases positivas e negativas. Os anos de fase extrema positiva (negativa) tem CP acima de 0,7 (abaixo de $-0,7$) do desvio padrão. A fase neutra está entre $-0,7$ e $0,7$ do desvio padrão.

É criada uma série de valores anômalos mensais das variáveis oceânicas e atmosféricas para estas fases extremas opostas. Um valor anômalo é a diferença entre o dado original e a climatologia (média) para aquele mês. A partir destas séries anômalas foi calculada a média das anomalias (também chamada composição das anomalias). Para verificar se a média dos valores para uma fase extrema é significativamente diferente da média dos valores para a fase neutra, foi usado o teste de significância t de Student. O teste t de Student será abordado no item 4.8.2.

Para avaliar a evolução das anomalias é necessário escolher qual o intervalo de tempo (em meses, bimestres ou estações) no qual será aplicado o método. Por exemplo, um dos modos mais relevantes da precipitação foi o primeiro modo não rotacionado de novembro, que é significativamente correlacionado com o primeiro modo não rotacionado de janeiro. Para avaliar a evolução das anomalias associadas com fases extremas positivas deste primeiro modo de novembro, é interessante escolher os meses que estão próximos a estas fases positivas, para cálculo de anomalias. Neste caso, seriam escolhidos os meses de outubro (0), novembro (0), dezembro (0), janeiro (+), fevereiro (+) e março (+). Os mapas gerados mostram a evolução do comportamento dos campos atmosféricos e oceânicos relacionados à fase positiva (ou negativa) daquele primeiro modo não rotacionado de novembro.

4.6 CORRELAÇÃO ENTRE TRECHOS MÓVEIS

Grimm e Zilli (2009) comentaram que pode existir modulação interdecadal na

relação entre os primeiros modos de primavera e verão. Em outras palavras, a relação de inversão de anomalias no Centro-Leste do Brasil da primavera para o verão pode se mais intensa em certas décadas que em outras. As anomalias de precipitação da primavera podem sofrer alterações devido às oscilações interdecadais. Não existem muitos trabalhos relacionados ao tema, que requer estudos mais aprofundados. Por isso, será verificada neste estudo a existência ou não da modulação interdecadal através de correlações entre trechos móveis (onze anos) dos CP.

O método se resume em calcular uma série com correlações entre trechos móveis dos CP dos modos escolhidos. Para cada onze termos (anos) é calculada a correlação e o valor é posicionado no termo central, ou seja, na sexta posição. Desta forma, são perdidos 10 anos de análises (5 anos no início e no fim da série). O resultado é um gráfico com as correlações de trechos móveis em função dos anos.

4.7 COMPOSIÇÃO DE EVOLUÇÃO DE VAZÃO

Variações climáticas podem gerar impactos em vários setores, incluindo defesa civil, produção agrícola, produção de energia hidroelétrica, entre outros. Podem causar perdas enormes, em casos extremos a morte de pessoas, assim como podem proporcionar ganhos, como maior produção agrícola e de energia hidroelétrica. É importante entender todos os fatores que influenciam a precipitação, desde eventos extremos até secas severas.

Como um dos exemplos de impactos, foi avaliado se as anomalias de vazão em uma barragem estão relacionadas às oscilações inter-sazonais. O local escolhido para as análises foi a barragem de Três Marias, em Minas Gerais. A sua vazão contribuinte integra grande parte da precipitação no Centro-Leste do Brasil, região propícia a sofrer com estas oscilações. Os dados diários de vazão foram obtidos da própria usina hidrelétrica.

Primeiramente, foi feita a climatologia dos dias, ou seja, uma média para cada dia, usando os dados de todos os anos disponíveis. O resultado é um vetor com 365 valores correspondentes à média de cada dia. Foram então calculadas as anomalias de vazão associadas às fases positivas e negativas dos modos mais

relevantes para diferentes períodos do ano, que apresentassem correlação significativa entre eles. Os anos foram considerados de fase positiva (negativa) quando os CP destes modos estavam acima de 0,5 (abaixo de -0,5) do desvio padrão. Então, foram feitos gráficos das anomalias médias de vazão diária para fases positivas e negativas daqueles modos, a partir de 1 de setembro até 31 de março.

Para calcular a série de climatologias diárias de vazões para cada dia do ano, foi aplicada à série de média de vazões para cada dia uma média móvel de 31 dias foi feita entre 1 de setembro até 31 de março, para suavizar os efeitos da amostra finita de dados. O mesmo tratamento foi aplicado às séries de anomalias.

4.8 ANÁLISE DE SIGNIFICÂNCIA

As correlações usadas nos métodos anteriores foram baseadas no coeficiente de correlação de Pearson, também conhecido como coeficiente de correlação.

4.8.1 Coeficiente de correlação

Bussab e Morettin (2003) afirmam que o coeficiente de correlação de Pearson pode ser definido pela relação entre a covariância e o produto dos desvios padrões

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2)(\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2)}} \quad (4.8)$$

onde r_{xy} é o coeficiente de correlação, X e Y são as variáveis, x_i e y_i são os valores observados das variáveis X e Y , respectivamente, i é um índice, n é o número de valores observados e \bar{x} e \bar{y} são as médias das observações das variáveis X e Y , respectivamente.

O coeficiente de correlação varia entre -1 até 1, ou seja, $-1 \leq r_{xy} \leq 1$. Se $r_{xy} = -1$ as duas séries tem variação perfeitamente inversa. Se $r_{xy} = 1$ a variação é perfeitamente idêntica. Contudo, se $r_{xy} = 0$ as duas séries não são associadas (elas são linearmente independentes entre si).

4.8.2 Teste T de Student

A significância de uma correlação entre amostras, r_{xy} , depende do tamanho das amostras e do valor de r_{xy} . A significância pode ser testada com um teste t. Se as amostras x_i e y_i pertencerem a populações que seguem distribuição normal bivariada, se as amostras foram tomadas ao acaso da população e se a correlação entre as populações é $\rho=0$, então a estatística

$$T = r_{xy} \sqrt{\frac{n-2}{1-r_{xy}^2}} \quad (4.9)$$

tem distribuição t de Student com $n - 2$ graus de liberdade, sendo r_{xy} o coeficiente de correlação de Pearson (BUSSAB e MORETTIN, 2003).

A hipótese nula H_0 é $\rho=0$ e a hipótese alternativa H_1 é $\rho \neq 0$.

Para aplicar o teste, seguem-se os passos:

- 1) Calcular a estatística T;
- 2) Decidir a respeito do nível de significância α (por ex., $\alpha=0,05$);
- 3) Comparar o valor calculado de T com o valor associado com a probabilidade $1 - \alpha$ na função densidade de probabilidade acumulada da distribuição t de Student;
- 4) Se o valor absoluto de T é igual ou maior que aquele valor, rejeita-se H_0 e a correlação é considerada significativamente diferente de zero.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Há poucos trabalhos relacionados à evolução inter-sazonal das anomalias de precipitação e sua influência na América do Sul, sendo os existentes baseados em séries de quarenta anos de dados (GRIMM, PAL e GIORGI, 2007; GRIMM e ZILLI, 2009). Pensando nisto, duas séries com tamanhos distintos foram escolhidas para compor as análises: 1960-2000 (período utilizado em estudos anteriores) e 1950-2010 (novo período usado para analisar a influência da oscilação inter-sazonal sobre a América do Sul).

A variabilidade interdecadal (abordada no tópico 5.1.5) tem períodos iguais ou superiores a 8 anos, sendo uma variabilidade de baixa frequência. Para estudá-la, é preciso usar série mais longa, caso contrário, não será possível representá-la. Por isso, optou-se por adotar a série com maior duração (61 anos) como referência para os resultados descritos nos próximos tópicos. A série de 1960-2000 é usada apenas para comparação.

Neste trabalho, é estudada a oscilação inter-sazonal em dados observados e simulados, tanto de precipitação como de seus eventos extremos. Também o seu impacto sobre vazões observadas foi verificado.

5.1 DADOS OBSERVADOS: CARACTERIZAÇÃO DA OSCILAÇÃO INTER-SAZONAL

Primeiramente é feita uma comparação entre os primeiros modos obtidos pela ACP com base nas duas séries distintas (1960-2000 e 1950-2010). Em seguida, é realizada a identificação de oscilação inter-sazonal, através da correlação entre modos de variabilidade para diferentes períodos do ano. Para modos com correlação significativa, é estudada a relação da precipitação com campos atmosféricos e oceânicos. Finalmente, é abordado o efeito da modulação interdecadal sobre as oscilações inter-sazonais.

Embora tenham sido observadas também relações significativas entre modos de variabilidade de precipitação de janeiro e fevereiro, e entre fevereiro e

março, no presente estudo só serão mostrados os resultados revelando relações inter-sazonais entre primavera e verão, mais especificamente entre os meses de novembro e janeiro, pois estas são as mais fortes.

5.1.1 ACP de precipitação mensal (1950 – 2010)

Os três primeiros modos rotacionados da ACP de precipitação na América do Sul usando dados observados em novembro (período 1950-2010) possuem um dipolo norte-sul de anomalias sobre o continente (figura 5.1).

No primeiro modo rotacionado de precipitação em novembro observado (5.1 (a)) os *factor loadings* são mais fortes no sudeste da América do Sul. No nordeste do continente as anomalias têm sinal oposto e são mais fracas. A figura 5.1 (b) representa o segundo modo rotacionado de novembro. A distribuição espacial deste modo apresenta maiores componentes sobre o Centro-Leste do Brasil. No sudeste da América do Sul, as anomalias são mais fracas e com sinal contrário.

O terceiro modo de novembro (figura 5.1 (c)) é parecido com o segundo (figura 5.1 (b)), porém os *factor loadings* são mais fortes no Nordeste do Brasil. Também indica anomalias de mesmo sinal no oeste da América do Sul e de sinal contrário no Sul do Brasil. O quarto modo rotacionado de novembro (figura 5.1 (d)) apresenta componentes mais fortes sobre o Nordeste do Brasil.

A variância explicada pelos quatro primeiros modos de novembro é de 17,0 %, 13,3 %, 13,0 % e 9,2 %, respectivamente, ou seja, representam 52,5 % da variância total dos dados originais.

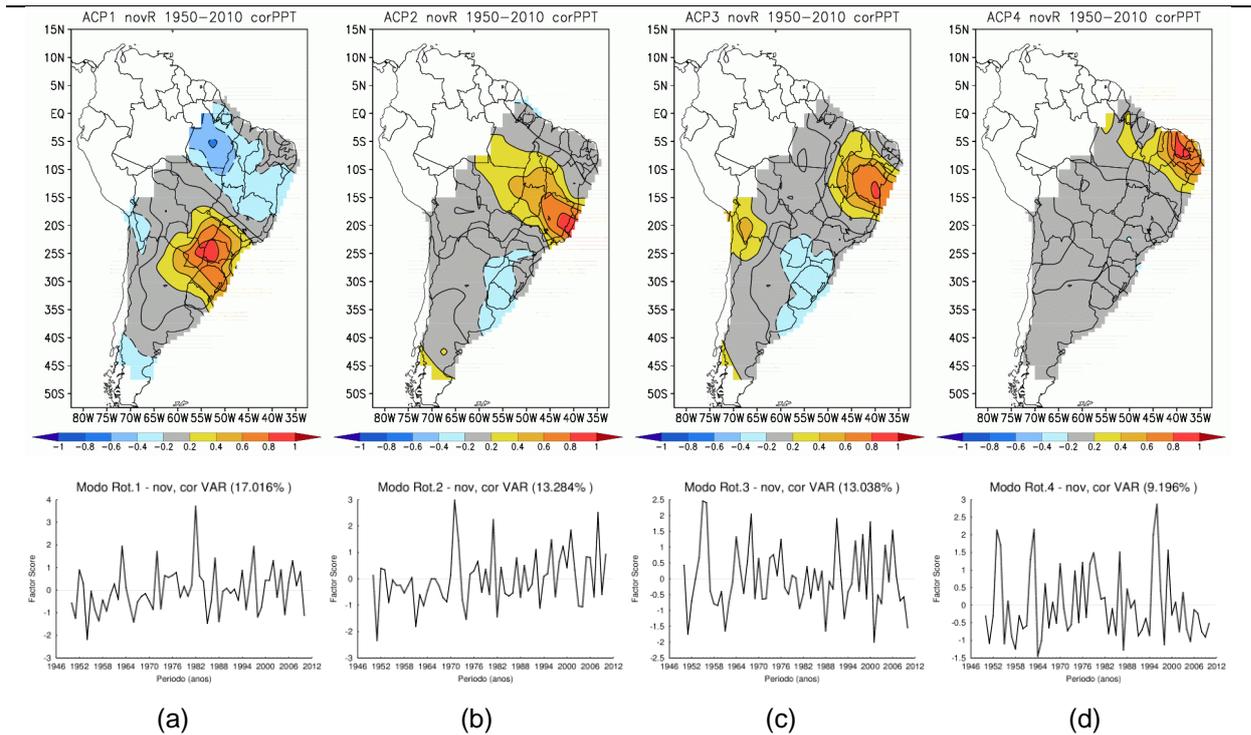


Figura 5.1: (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados observados de novembro (1950-2010). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 17,0 %, 13,3 %, 13,0 % e 9,2 %.

Na ACP observada de janeiro, o modo rotacionado 1 (figura 5.2 (a)) é similar ao primeiro modo de novembro (figura 5.1 (a)), mas com polaridade oposta. A variância explicada do primeiro modo de janeiro é de 23,7 %. O segundo modo observado de janeiro rotacionado (variância explicada de 17,2 %, figura 5.2 (b)) possui *factor loadings* fortes sobre o Nordeste do Brasil, semelhante ao quarto modo de novembro (figura 5.1 (d)). No início do século XXI, a série temporal deste modo indica aumento da precipitação no Nordeste do Brasil.

O terceiro modo de janeiro (figura 5.2 (c)) apresenta as mesmas características do segundo modo de novembro (figura 5.1 (b)). Os mais fortes componentes estão sobre o Centro-Leste do Brasil e se estendem para o noroeste do continente. As anomalias de sinal oposto estão no sudeste da América do Sul. A variância explicada é de 11,2 %.

No Sudeste do Brasil, a variabilidade de precipitação é representada pelo quarto modo rotacionado de janeiro, figura 5.2 (d). Indica uma leve tendência a aumento na precipitação nessa região, a partir da década de 80. A variância explicada é de 9,6 %.

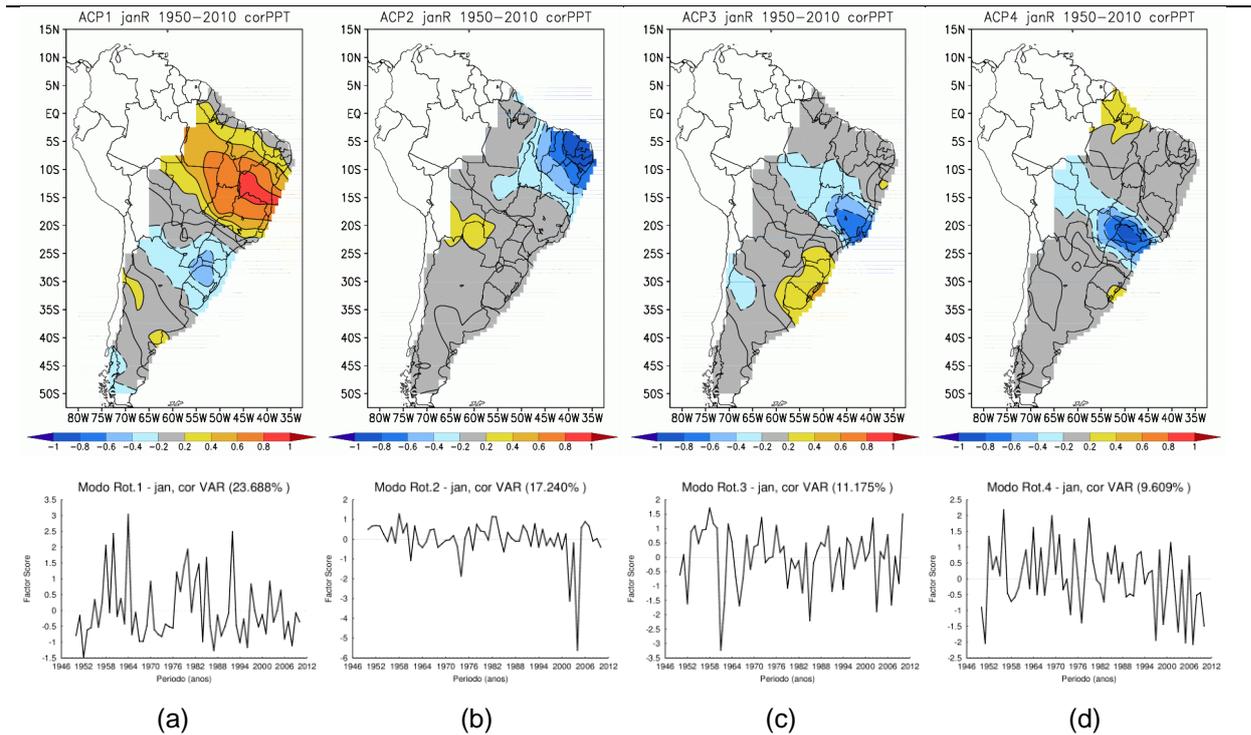


Figura 5.2: (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados observados de janeiro (1950-2010). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 23,7 %, 17,2 %, 11,2 % e 9,6 %.

5.1.2 ACP de precipitação mensal (1960 – 2000)

Os quatro primeiros modos rotacionados de novembro para o período de 1960-2000 estão representados na figura 5.3. A comparação das figuras 5.1 e 5.3 mostra que há mais dados na América do Sul durante o período 1960-2000 (figura 5.3) do que 1950-2010 (figura 5.1), especialmente no noroeste da América do Sul. As duas séries são iguais entre 1960 a 2000 (o tratamento com os dados foram os mesmos), a única diferença é no tamanho das séries. A ACP usa como dados de entrada séries completas, se existirem faltantes a quadrícula inteira será indefinida. A chance de existirem dados faltantes na série de 1950-2010 é maior.

O primeiro modo de novembro para o período 1960-2000 (figura 5.3 (a)) é parecido com o modo 1 de novembro (figura 5.1 (a)) no período de 1950-2010. Os componentes mais fortes estão concentrados sobre o sul do Nordeste do Brasil, e no sudeste da América do Sul, com anomalias de sinal contrário.

A distribuição espacial do segundo modo de novembro rotacionado (figura

5.3 (b)) não tem correspondente exato entre os quatro primeiros modos do período 1950-2010 (figura 5.1). Os mais fortes componentes estão localizados sobre o centro-sudeste do Brasil, principalmente sobre São Paulo, estendendo-se para o noroeste. O terceiro modo rotacionado de novembro (figura 5.3 (c)) apresenta maiores componentes sobre parte do sudeste da América do Sul e também não tem exato correspondente na figura 5.1 (1950-2010). No quarto modo de novembro (figura 5.3 (d)), as anomalias estão no nordeste da América do Sul, como no quarto modo do período 1950-2010 (figura 5.1 (d)).

A variância explicada pelos quatro primeiros modos de novembro é 16,9 %, 10,0 %, 9,5 % e 5,8 %, respectivamente, ou seja, 42,2 % da variância total dos dados originais são representados pelos quatro primeiros modos.

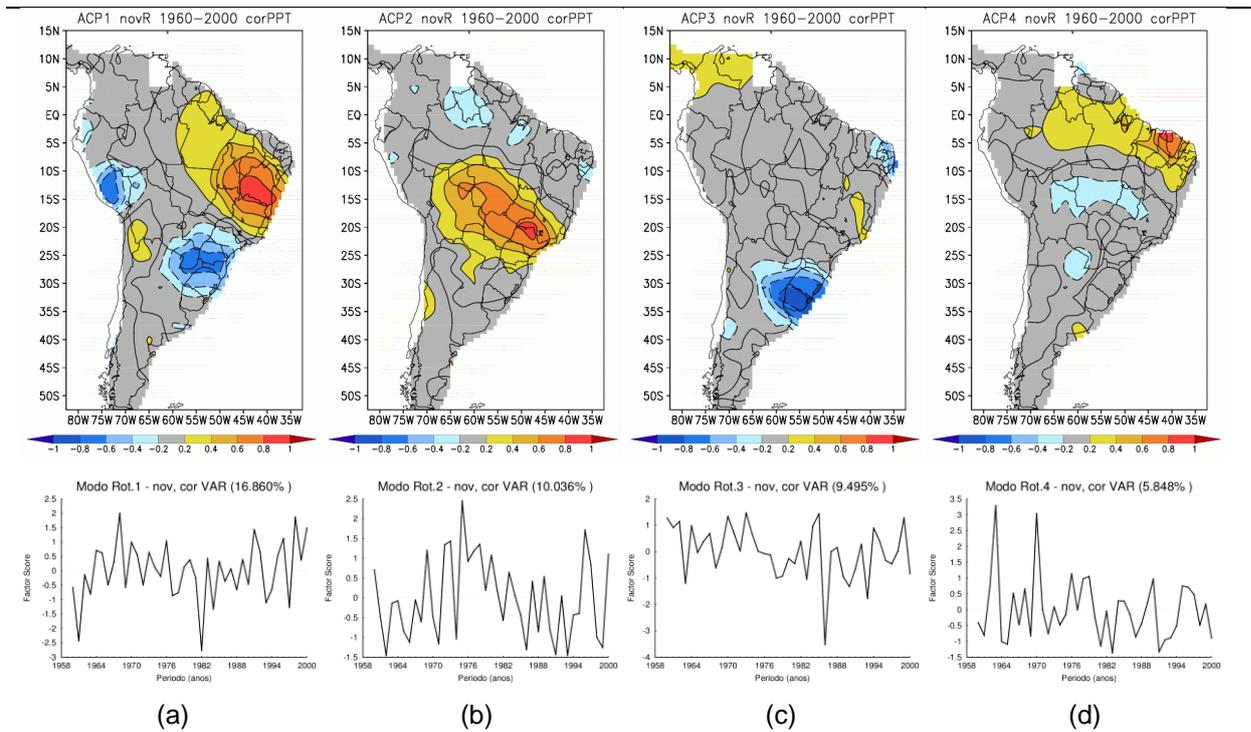


Figura 5.3: (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados observados de novembro (1960-2000). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 16,9 %, 10,0 %, 9,5 % e 5,8 %.

As distribuições espaciais e temporais dos quatro primeiros modos rotacionados de janeiro para o período 1960-2000 estão representadas na figura 5.4. O primeiro modo (25,9 % da variância, figura 5.4 (a)) é parecido com o primeiro de janeiro (figura 5.2 (a)), do período 1950-2010, possui o dipolo característico, mais intenso e de mesmo sinal. Também apresenta fortes componentes sobre o noroeste da América do Sul, que não foi representado no período 1950-2010. O segundo

modo (figura 5.4 (b)) é parecido com o segundo modo de janeiro de 1950-2010 (figura 5.2 (b)). Apresenta fortes componentes sobre a região nordeste do continente, com variância explicada de 8,3 %. O terceiro modo (8,0 % da variância, figura 5.4 (c)) representa variabilidade em parte do sudeste da América do Sul e não tem correspondente entre os primeiros quatro modos de 1950-2010 (figura 5.2). Já o quarto modo (5,9 % da variância, figura 5.4 (d)) é semelhante ao quarto modo para o período 1950-2010 (figura 5.2 (d)).

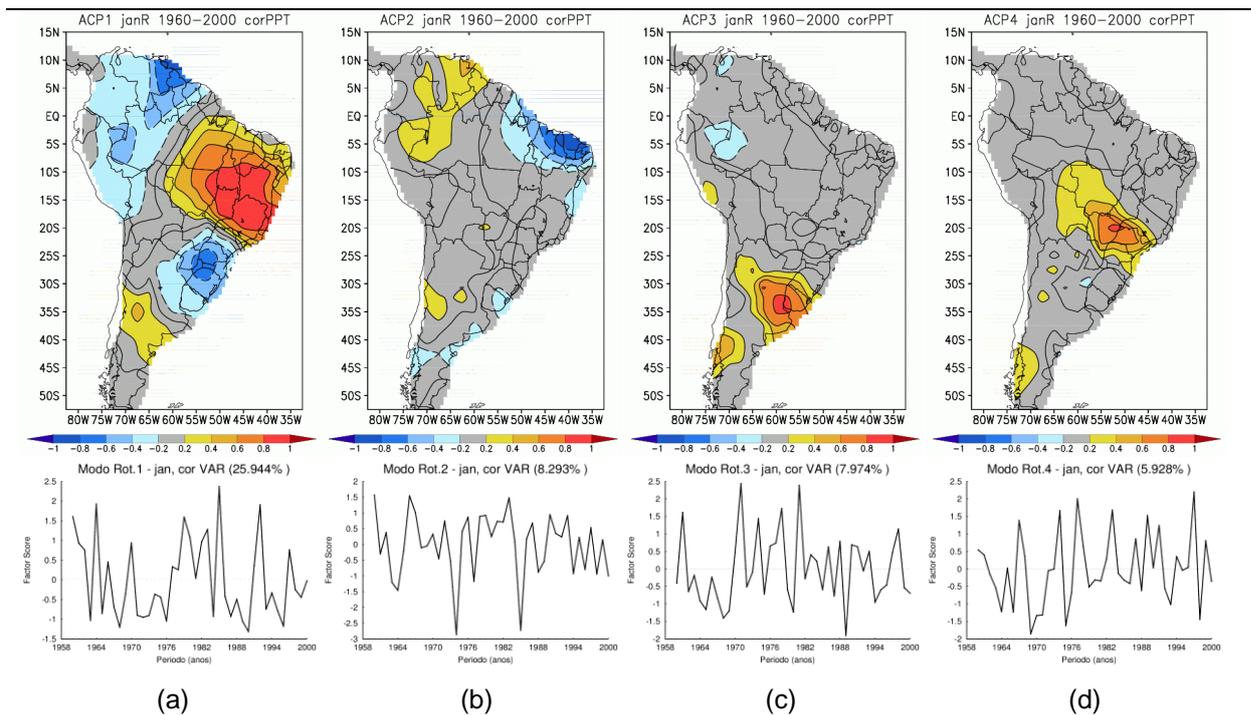


Figura 5.4: (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados observados de janeiro (1960-2000). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 25,9 %, 8,3 %, 8,0 % e 5,9 %.

5.1.3 Relações entre os modos de variabilidade de precipitação observada

5.1.3.1 Período de 1950 a 2010

A tabela 5.1 mostra a correlação entre os primeiros modos de novembro e janeiro para o período de 1950-2010. As células destacadas indicam as correlações de mais alto nível de significância.

Os *factor scores* dos primeiros modos de novembro e janeiro tem significativa correlação positiva e seus *factor loadings* (figuras 5.1 (a) e 5.2 (a)) possuem sinais opostos, quando comparadas as mesmas regiões. Isto indica que o dipolo de precipitação tende a inverter sua polaridade entre novembro e janeiro. Isso se repete entre o segundo modo de novembro rotacionado (figura 5.1 (b)) e o terceiro de janeiro (figura 5.2 (c)). Ambos os pares de modos apresentam dipolo característico e com anomalias de sinal oposto. Devido à correlação significativamente positiva (+0,21 e significância melhor que 0,05; tabela 5.1) e aos sinais opostos dos *factor loadings*, a tendência à inversão de polaridade de anomalias de precipitação é evidenciada pelos resultados.

O segundo modo de novembro (figura 5.1 (b)) também está relacionado com o quarto modo de janeiro (figura 5.2 (d)) e o quarto modo de novembro (figura 5.1 (d)) apresentou correlação com o primeiro de janeiro (figura 5.2 (a)). Contudo, nestes casos a significância foi mais fraca e os mais fortes *factor loadings* destes modos não estão nas mesmas posições. Deste modo, não tem ocorrência de oscilação inter-sazonal de anomalias de precipitação. Os outros modos não apresentam correlação significativa.

Portanto, os dois primeiros modos de novembro e janeiro são importantes para confirmar a existência da oscilação inter-sazonal de precipitação nas regiões cuja variabilidade é representada por esses modos. As análises dos próximos tópicos são baseadas, principalmente, no segundo modo de novembro para o período de 1950 a 2010, pois apresentou fortes componentes no Centro-Leste do Brasil (região relacionada às oscilações inter-sazonais).

Tabela 5. 1: Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para dados observados (1950-2010). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva). O azul claro (laranja) representa significância melhor que 0,10 e correlação negativa (positiva).

Correlações		Janeiro (+)			
		Modo 1	Modo 2	Modo 3	Modo 4
Novembro (0)	Modo 1	0,21	0,02	-0,12	-0,04
	Modo 2	-0,04	0,06	0,21	-0,20
	Modo 3	0,00	0,12	0,08	0,03
	Modo 4	0,20	-0,13	0,07	0,03

5.1.3.2 Período de 1960 a 2000

O primeiro modo de novembro (figura 5.3 (a)) e o primeiro modo de janeiro (figura 5.4 (a)) tem *factor loadings* mais fortes e de mesmo sinal no centro-leste e sudeste da América do Sul. Eles apresentam correlação significativa negativa (-0,31 e significância melhor que 0,05; tabela 5.2), evidenciando novamente a tendência à inversão de anomalias nessas regiões de novembro para janeiro.

O segundo modo de novembro (figura 5.3 (b)) e o terceiro de janeiro (figura 5.4 (c)) são os modos mais fortemente correlacionados (+0,50 e significância melhor que 0,05; tabela 5.2). Neste caso, os mais fortes *factor loadings* não estão nas mesmas regiões, mas esta relação de mesmo sinal entre precipitação de novembro no sul do centro-leste e de janeiro no sul do sudeste da América do Sul não contradiz a relação anteriormente mencionada, embora não mostre reversão de anomalias em cada uma dessas regiões. Tendo em vista que tal relação não aparece entre os primeiros quatro modos de primavera e verão no período mais longo de 1950-2010, é possível que não seja muito robusta. Portanto, não será detalhada aqui.

O terceiro modo de novembro (figura 5.3 (c)) mostrou correlação negativa significativa (tabela 5.2) com o segundo modo de janeiro (figura 5.4 (b)), mas não há fortes *factor loadings* nas mesmas posições nestes dois modos e esta relação também não apareceu entre os primeiros modos de novembro e janeiro para o período mais longo 1950-2010. O quarto modo de novembro (figura 5.3 (d)) apresentou correlação negativa significativa com o segundo modo de janeiro (figura 5.4 (b)). Isto indicaria persistência de anomalias no nordeste da América do Sul de novembro para janeiro, o que também apareceu, embora de forma não significativa, para o período 1950-2010 (correlação de -0,13; tabela 5.1), entre o quarto modo de novembro (figura 5.1 (d)) e o segundo modo de janeiro (figura 5.2 (b)).

Tabela 5.2: Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para dados observados (1960-2000). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva).

Correlações		Janeiro (+)			
		Modo 1	Modo 2	Modo 3	Modo 4
Novembro (0)	Modo 1	-0,31	-0,02	0,05	-0,11
	Modo 2	0,11	-0,03	0,50	0,07
	Modo 3	-0,11	-0,26	0,17	-0,06
	Modo 4	0,15	-0,27	0,14	-0,04

5.1.4 Composição de evolução das anomalias

Grimm, Pal e Giorgi (2007) formularam hipóteses sobre a oscilação inter-sazonal entre o centro-leste e sudeste da América do Sul, relacionadas a forçantes locais e remotas. Grimm e Zilli (2009) reforçaram as hipóteses por eles apresentadas. A fim de verificar essas hipóteses para um período diferente, foi feita composição de anomalias de componentes oceânicos e atmosféricos (em baixos (850 hPa) e altos (200 hPa) níveis) para fases extremas positivas e negativas dos principais modos associados.

Nesta seção são apresentadas as anomalias associadas às fases extremas positivas e negativas (acima de +0,7 e abaixo de -0,7 do desvio padrão) para os componentes atmosféricos. De maneira geral, a relação de inversão aparece nas anomalias associadas a ambas as fases.

A comparação entre as séries observadas com diferentes períodos não é feita nesta seção. Por isto, mesmo que não seja dito o período, fica implícito que é 1950-2010.

5.1.4.1 Precipitação na América do Sul

A evolução das anomalias de precipitação na América do Sul associadas ao primeiro modo observado rotacionado de novembro (1950-2010, figura 5.1 (a)) está apresentada na figura 5.5 (colunas (a) e (b)), desde outubro (ano 0) até março do ano seguinte (ano +). Para a fase extrema negativa (coluna (a)), em outubro (0) as anomalias começam a aparecer, principalmente no sudeste da América do Sul. Máximas anomalias ocorrem, como esperado, em novembro (0), adotando um padrão de dipolo, considerando que ao norte as anomalias são positivas e ao sul, negativas, embora sejam bem mais fortes no sudeste do continente. Elas estão coerentes com o primeiro modo de novembro (figura 5.1 (a)), que possui componentes mais fortes sobre o sudeste da América do Sul. Em dezembro (0), as anomalias persistem no norte do continente, mas enfraquecem no centro-leste e sudeste da América do Sul. Em janeiro (+), as anomalias positivas de precipitação

se intensificam no norte e trocam de sinal no Centro-Leste do Brasil. Em fevereiro (+) elas enfraquecem no Centro-Leste do país e em março adquirem as características de primavera (tornam-se positivas).

Para as fases positivas do primeiro modo de novembro (figura 5.5, coluna (b)), existe uma inversão de sinais em relação às fases extremas negativas (coluna (a)). Em outubro (0), as anomalias são negativas no norte, e no sul, positivas. Em novembro (0), persistem e atingem máxima intensidade. Em dezembro (0) enfraquecem no centro-leste da América do Sul. Em janeiro (+) não é possível identificar o que acontece nessa região, mas em fevereiro (+) aparece a inversão das anomalias. Em março (+) a tendência é de intensificar as anomalias no centro-leste.

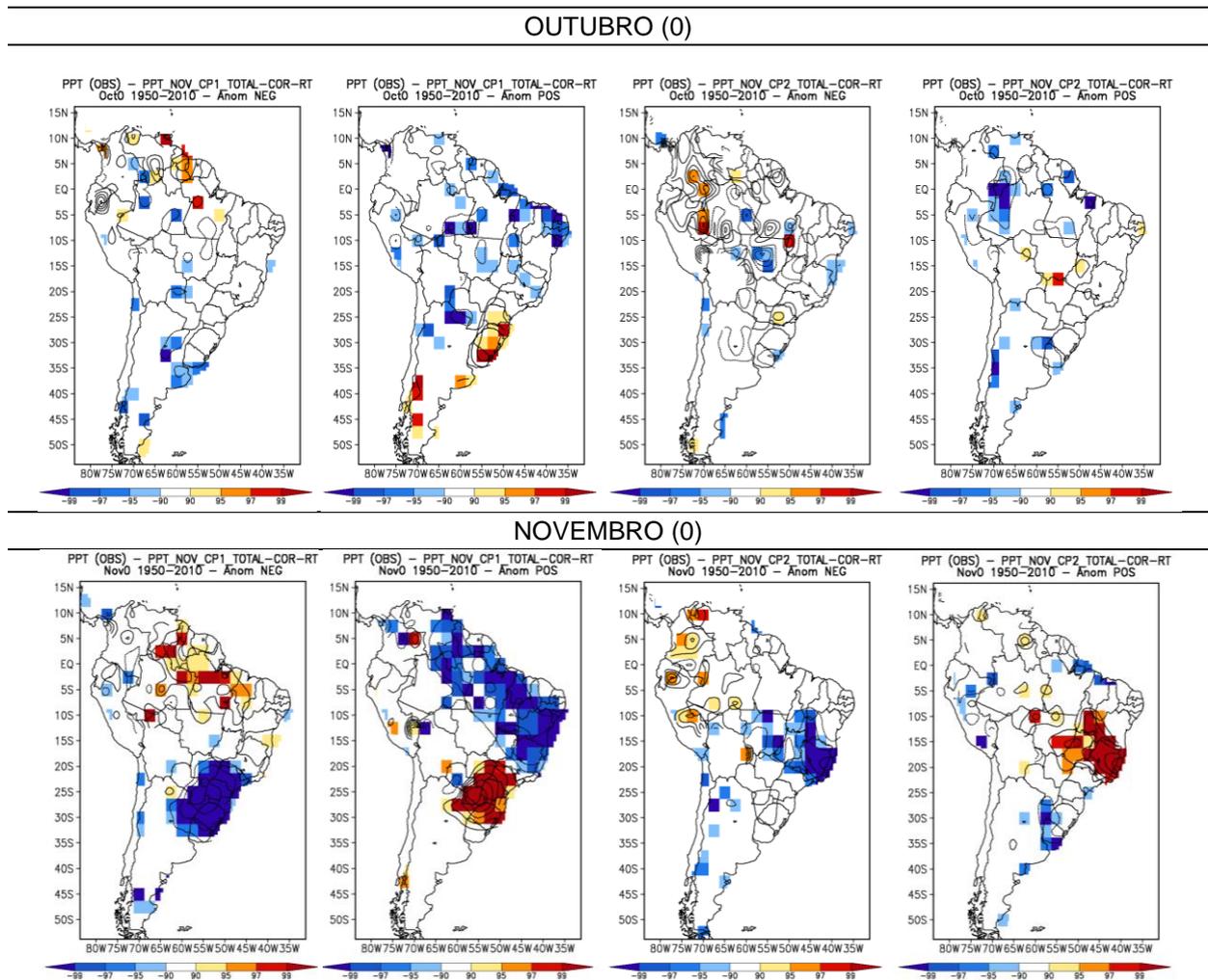
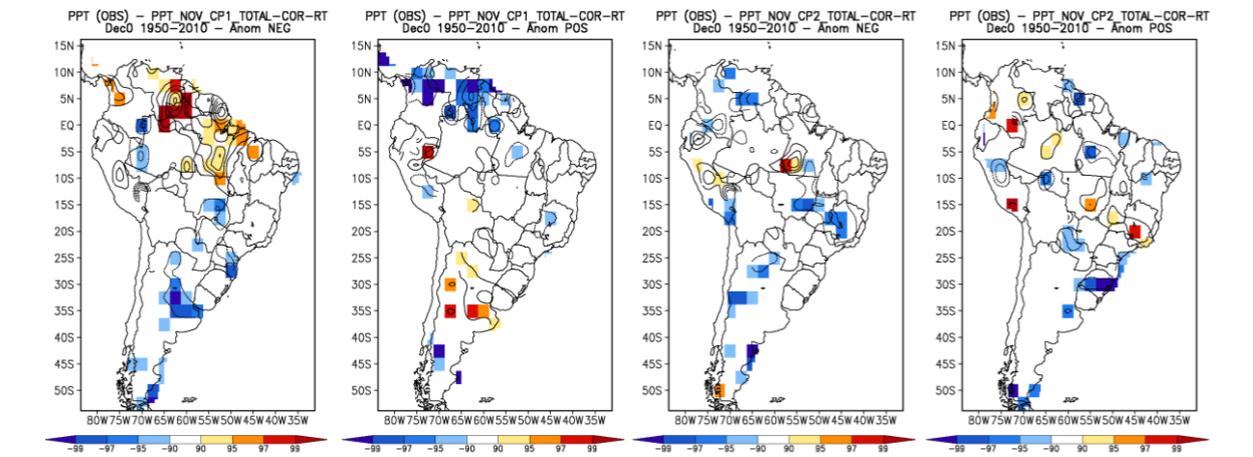
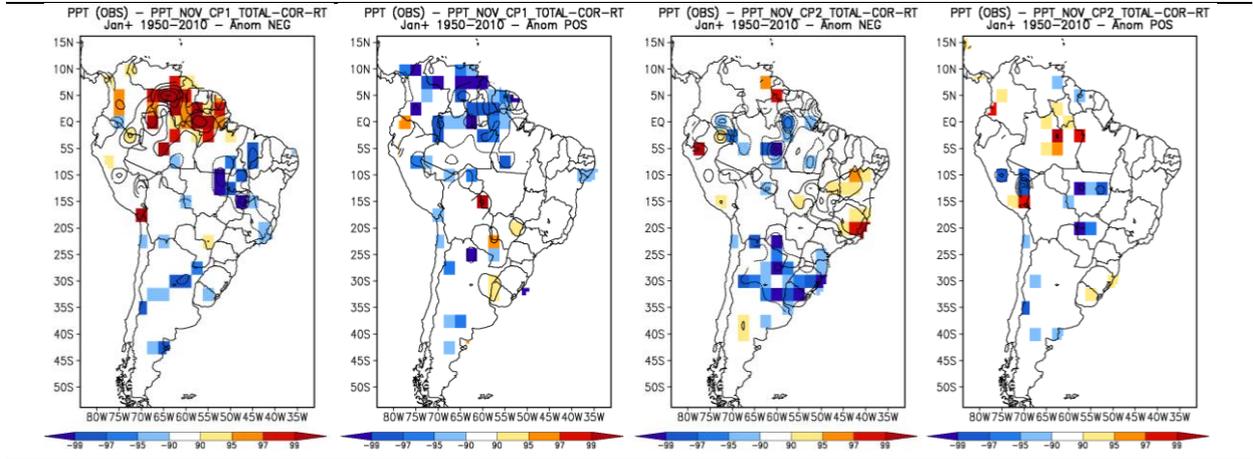


Figura 5.5: Composição das anomalias de precipitação, desde outubro (ano 0) até março do ano seguinte (ano +), com base no primeiro modo observado rotacionado de novembro (colunas (a) e (b)) e no segundo modo observado rotacionado de novembro (colunas (c) e (d)), usando como referência fases extremas negativas (colunas (a) e (c)) e positivas (colunas (b) e (d)) destes modos.

DEZEMBRO (0)



JANEIRO (+)



FEVEREIRO (+)

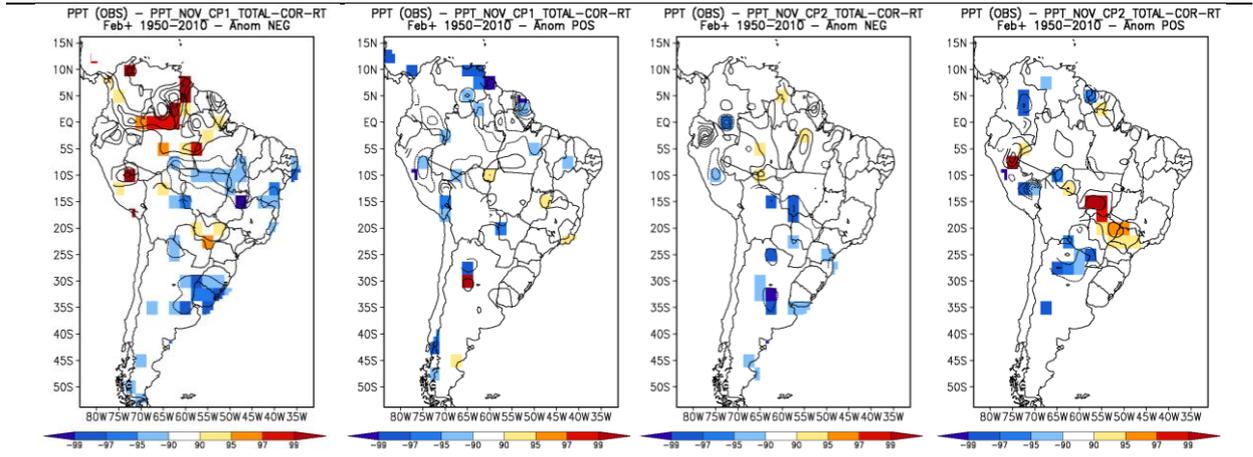


Figura 5.5 - Continua

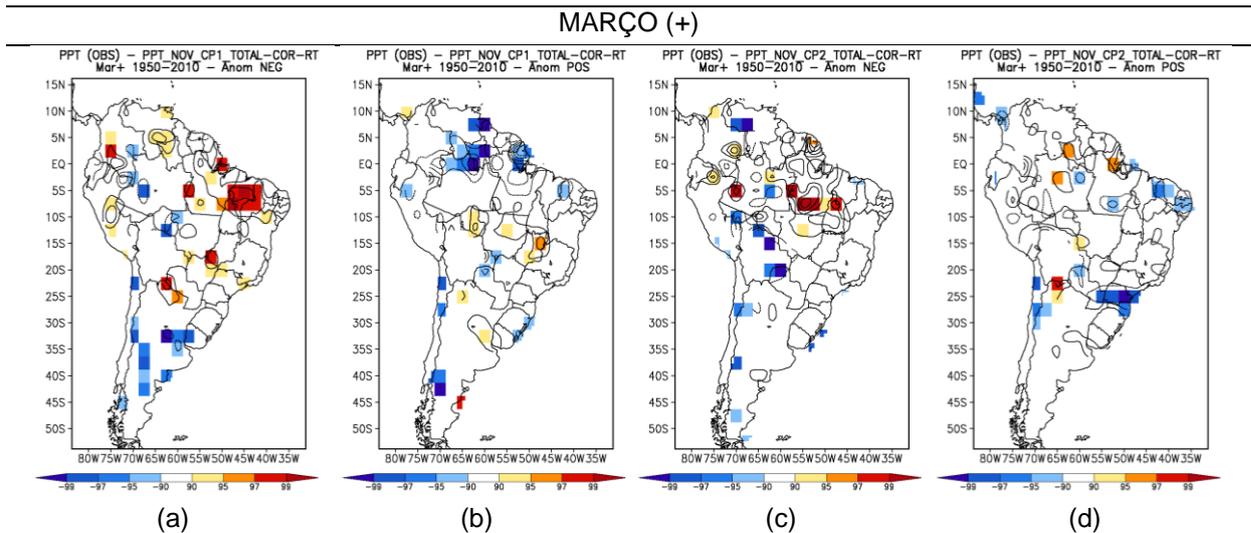


Figura 5.5 - Continua

O segundo modo de novembro (figura 5.1 (b)) e terceiro de janeiro (figura 5.2 (c)) são os que melhor representam a tendência à inversão de anomalias de precipitação entre a primavera e o auge do verão, pois apresentam fortes componentes sobre o Centro-Leste do Brasil e apresentam correlação significativa (tabela 5.1). A evolução das anomalias de precipitação na América do Sul associadas ao segundo modo observado rotacionado de novembro está apresentada na figura 5.5, para fase negativa (coluna (c)) e positiva (coluna (d)).

Para a fase extrema negativa (figura 5.5, coluna (c)), em outubro (0) as fracas anomalias são negativas no Centro-Leste do Brasil. O máximo da precipitação acontece em novembro (0) sobre o Centro-Leste, como esperado, e se estende para noroeste. Em dezembro (0), as anomalias persistem sobre essa região, porém enfraquecem. Em janeiro (+), ocorre a inversão de sinal. No Centro-Leste as anomalias de precipitação se tornam positivas e no sudeste da América do Sul ficam negativas. Em fevereiro (+), não é possível verificar o que ocorre com as anomalias no Centro-Leste do Brasil, mas no sudeste do continente elas enfraquecem e persistem. Em março (+) as anomalias nas regiões analisadas já são insignificantes.

Para as fases positivas do segundo modo rotacionado de novembro observado do período 1950-2010 (figura 5.5, coluna (d)), em outubro (0), as anomalias ainda são muito fracas e dispersas. Em novembro (0) atingem o máximo, apresentando um dipolo de sinais opostos entre o centro-leste e sudeste do continente. Em dezembro (0) enfraquecem e em janeiro (+) existem anomalias

negativas no centro do Brasil e fracas anomalias positivas sobre o Sul, ocorrendo inversão de sinal nestas regiões. Em fevereiro (+) as anomalias são positivas no Centro-Leste do Brasil e em março (+), as anomalias se reduzem.

A evolução da precipitação usando modos diferentes como referência reforça a conclusão sobre a oscilação inter-sazonal, ou inversão entre a primavera e o verão, sobre o centro-leste da América do Sul. Tal resultado foi encontrado por Grimm, Pal e Giorgi (2007) e detalhado por Grimm e Zilli (2009), usando quarenta anos de dados. Neste estudo, o período utilizado foi 1950-2010.

5.1.4.2 TSM em escala global

As análises a seguir são concentradas nos Oceanos Pacífico (local onde ocorrem os eventos El Niño e La Niña) e Atlântico (relacionado ao centro-leste do Brasil, associado à ZCAS).

As anomalias de TSM são apresentadas para os dois primeiros modos de novembro rotacionados (figura 5.1 (a) e (b)). Grimm e Zilli (2009) comprovaram que a primavera está associada a forçantes remotas, como os eventos ENOS, e que o verão sofre mais ação de forçantes locais, como mostrado pelas anomalias de TSM no Atlântico, que podem influenciar mais o centro-leste brasileiro do que o próprio evento ENOS.

As análises das composições das anomalias têm como foco os anos de fase extrema do segundo modo de novembro rotacionado (figura 5.1 (b)). No entanto, é interessante mostrar também os resultados obtidos para o primeiro modo de novembro, pois ambos apresentaram o mesmo nível de correlação (+0,21, tabela 5.1) com os modos de janeiro (figura 5.2). Por isso, é feita também uma análise simplificada da composição de anomalias apenas para anos da fase extrema positiva do primeiro modo de novembro (figura 5.6). Anomalias opostas ocorrem para as fases negativas (não mostrado).

Para fases extremas positivas, anomalias positivas de TSM são máximas em outubro (0) e novembro (0) sobre o Oceano Pacífico central e leste (local onde ocorrem os eventos ENOS) e no Oceano Índico (figura 5.6). As anomalias negativas estão em torno das positivas no Oceano Pacífico, o que caracteriza típicos eventos

El Niño. Em novembro (0) anomalias de TSM começam a se desenvolver na costa da América do Sul, como resultado da deficiência de precipitação (e nebulosidade) no centro-leste, o que permite mais radiação solar penetrar no oceano junto àquela região. A partir de dezembro (0) as anomalias tendem a enfraquecer, exceto no Oceano Atlântico que continuam a se fortalecer. Em janeiro (+) e fevereiro (+) as anomalias de precipitação (figura 5.5, coluna (b)) invertem de sinal no Centro-Leste do país e, ao mesmo tempo, as anomalias de TSM junto ao sul do centro-leste do Brasil começam a enfraquecer, enquanto as do Atlântico Equatorial se fortalecem. As anomalias de TSM não variam muito desde outubro (0) até março (+), pelo menos não de sinal, mas as anomalias de precipitação no centro-leste e sudeste se modificam significativamente, o que sugere a atuação de forçantes locais, associadas à interação superfície-atmosfera, nesta modificação.

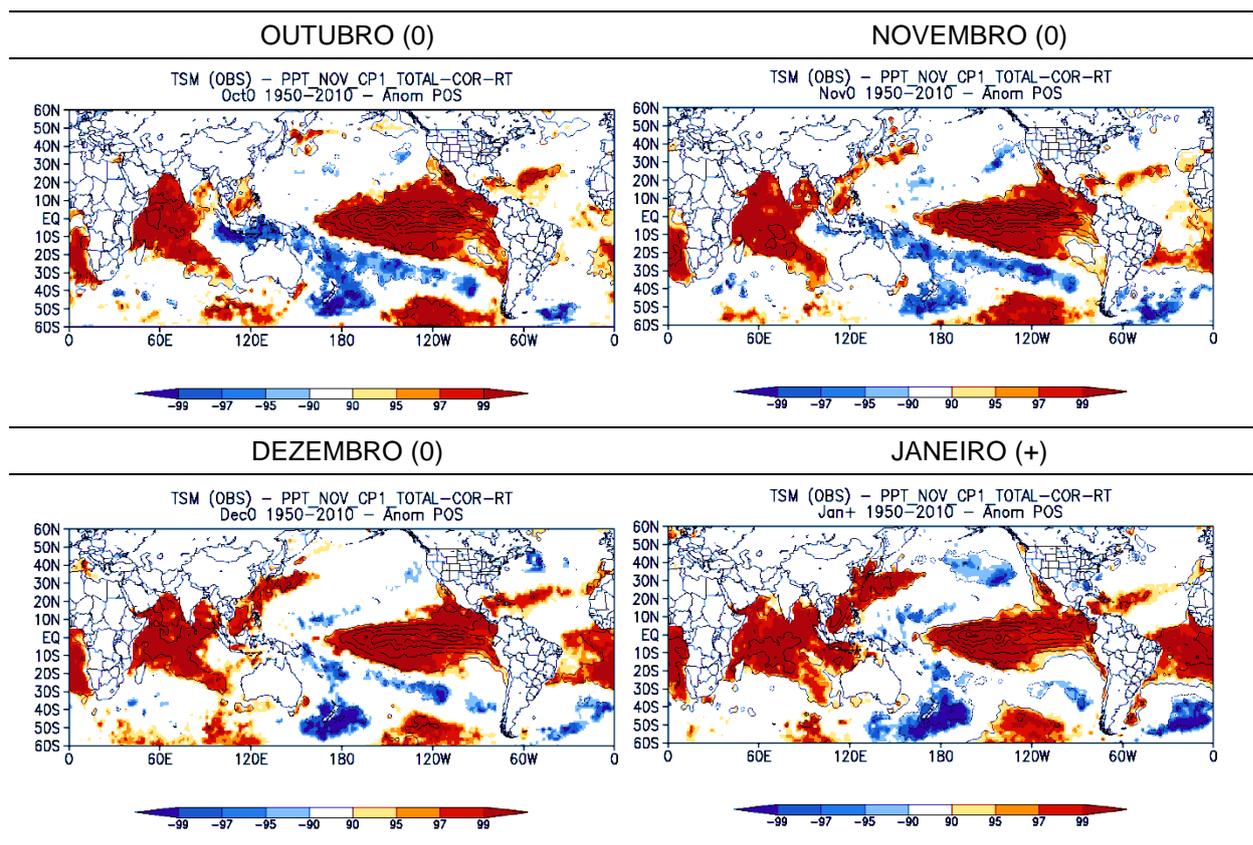


Figura 5.6: Composição das anomalias de TSM, desde outubro (ano 0) até março do ano seguinte (ano +), com base nas fases extremas positivas do primeiro modo rotacionado de novembro (1950-2010).

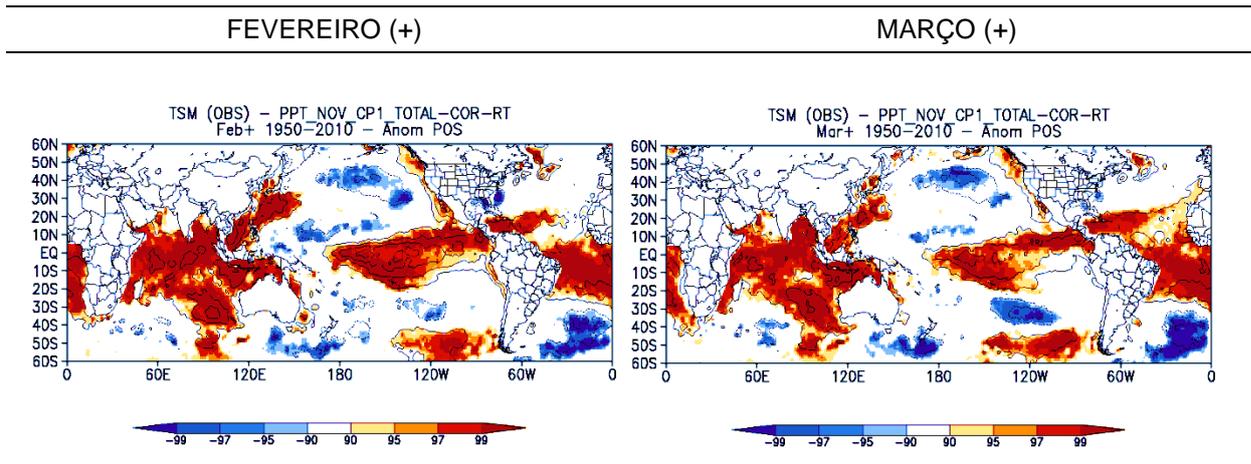


Figura 5.6 – Continua

Para fases extremas positivas do segundo modo de novembro (1950-2010, figura 5.7, coluna (a)), as anomalias começam a se desenvolver em outubro (0) e tendem a se intensificar no decorrer dos meses. Em dezembro (0) e/ou janeiro (+) as anomalias de TSM se tornam máximas sobre o Oceano Atlântico. Já no Oceano Pacífico, Central e Oeste, o auge da TSM ocorre em março (+).

Para as fases negativas (figura 5.7, coluna (b)), as anomalias de TSM do Oceano Atlântico, próximo ao sudeste da América do Sul, são negativas em outubro (0) e novembro (0); não aparecem anomalias significativas sobre o Oceano Pacífico. Os máximos nas anomalias negativas do Atlântico ocorrem em dezembro (0) e janeiro (+), semelhante às fases positivas nessa região. De novembro (0) a janeiro (+) as anomalias negativas de TSM junto ao sudeste da América do Sul tendem a se deslocar de sul para norte, à medida que as anomalias de precipitação no sudeste do Brasil passam de negativas em novembro para positivas em janeiro.

Tanto para o primeiro como para o segundo modo de novembro, as anomalias de TSM não variam muito de novembro (0) para janeiro (+), exceto as anomalias de TSM locais junto à costa da América do Sul, no Atlântico sudoeste, mencionadas acima. Estas variações, contudo, são mais efeito do que causa da variação das precipitações no sudeste e centro-leste do continente. Portanto, parecem que essas variações são efeitos de forçantes mais locais, como sugerido em Grimm, Pal e Giorgi (2007).

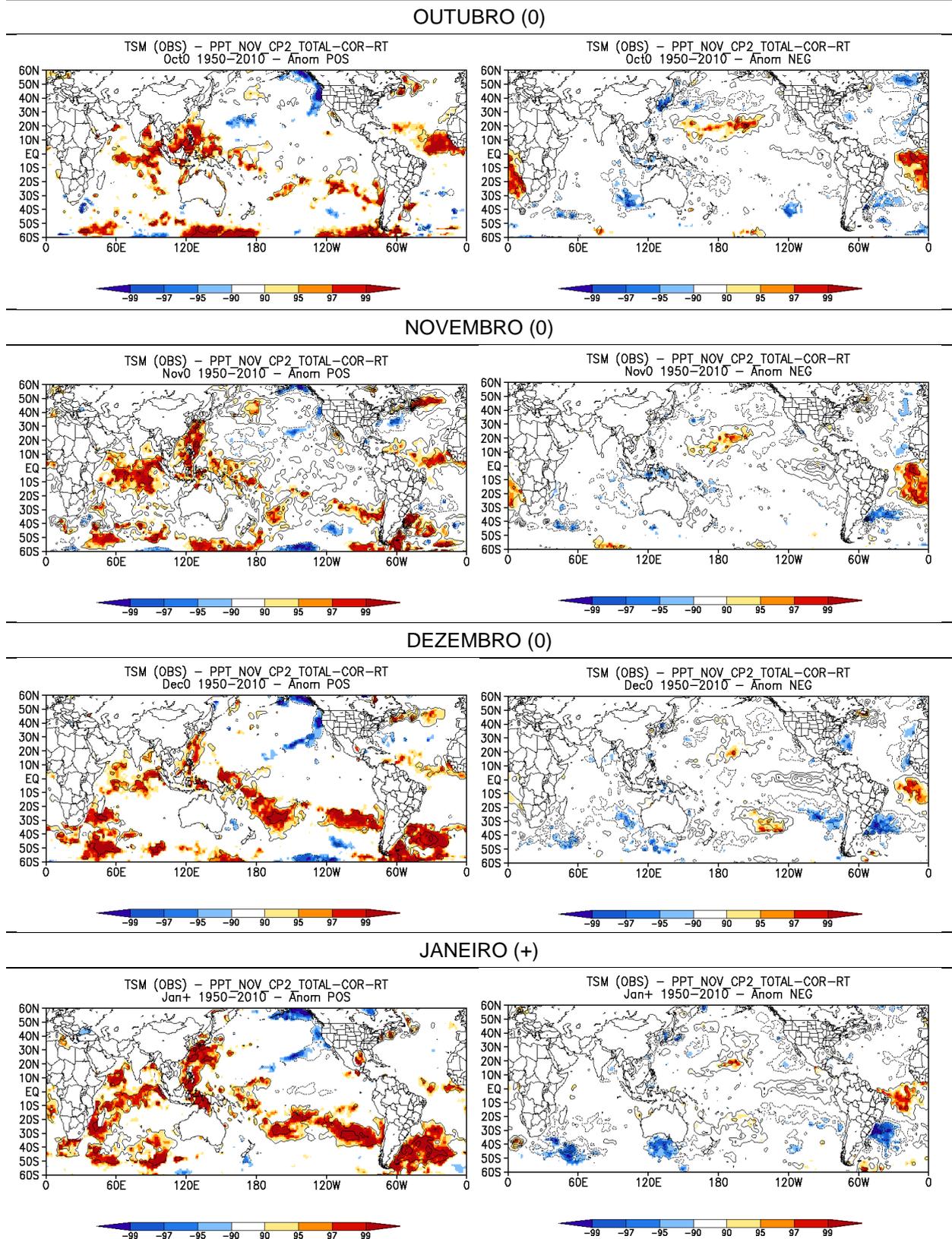


Figura 5.7: Composição das anomalias de TSM, desde outubro (ano 0) até março do ano seguinte (ano +), com base nas fases extremas positivas (coluna (a)) e negativas (coluna (b)) do segundo modo rotacionado de novembro (1950-2010).

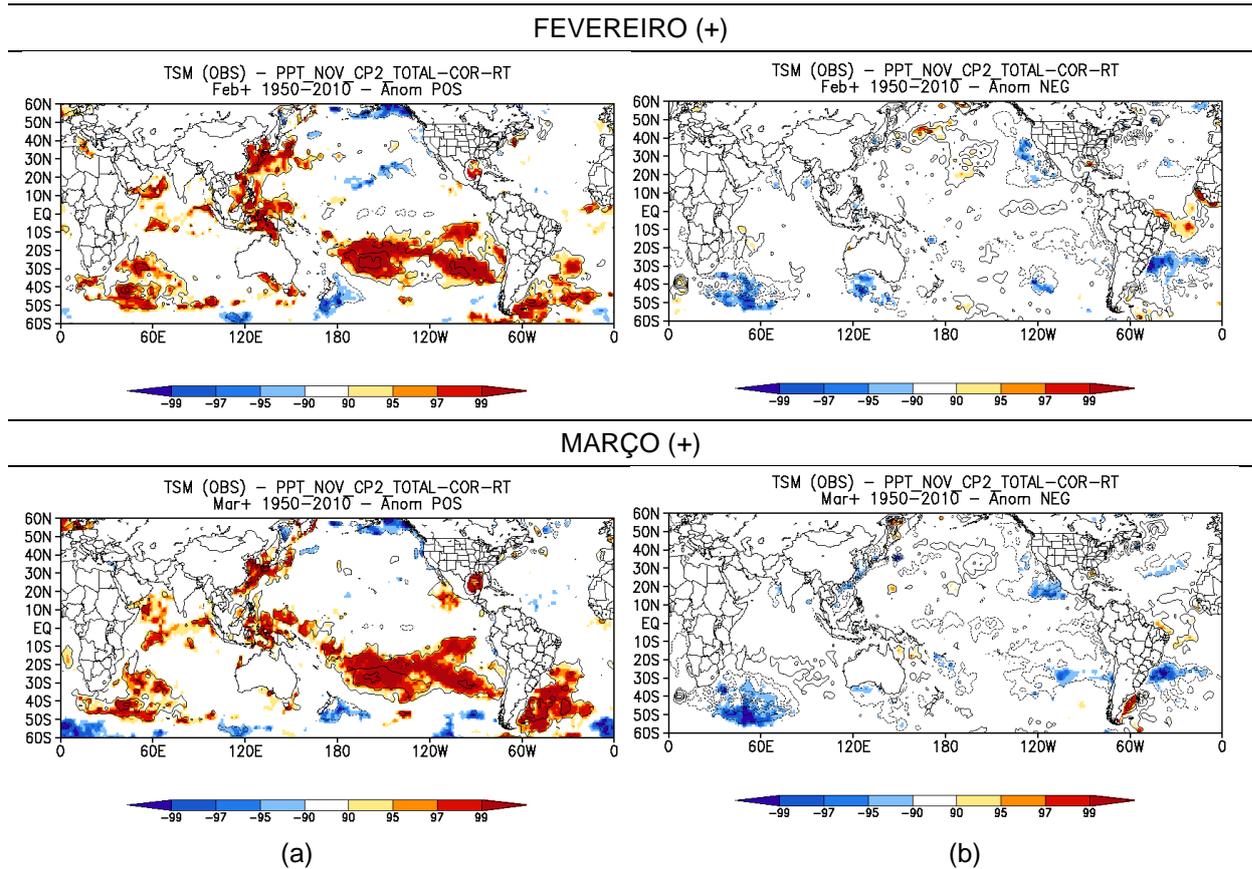


Figura 5.7 – Continua

Com base nos anos de fase extrema do primeiro modo de novembro, é possível verificar que na primavera a TSM parece estar sendo influenciada pelos eventos ENOS (baseado nas fases extremas positivas (e negativas) do primeiro modo de novembro), que influencia a precipitação no centro-leste e sudeste da América do Sul. A precipitação de verão, contudo, parece estar sendo influenciada por forçantes locais, relacionadas à umidade do solo, temperatura e topografia no centro-leste do Brasil, além de, possivelmente, anomalias locais de TSM no Oceano Atlântico. No entanto, as composições de anomalias baseadas no segundo modo de novembro não apresentaram tais características. Nas fases positivas, é possível verificar anomalias no Oceano Pacífico, mas não nas fases negativas. Portanto, outros fatores forçam as anomalias de primavera (novembro) e novamente possíveis fatores locais promovem a inversão no verão (janeiro).

5.1.4.3 Variáveis atmosféricas em baixos e altos níveis

No Hemisfério Sul as anomalias rotacionais (de função corrente) ciclônicas são positivas e horárias, enquanto que, as anticiclônicas são negativas e descrevem circulação anti-horária. No Hemisfério Norte essas relações são opostas. As anomalias ciclônicas estão relacionadas aos centros de baixa pressão, as anticiclônicas aos centros de alta pressão. Em baixos níveis, os ventos sofrem convergência para os centros ciclônicos e divergência dos centros anticiclônicos. Nesta seção serão mostradas composições de anomalias apenas para novembro e janeiro, baseadas nas fases positivas do segundo modo rotacionado de novembro, com o objetivo de realçar condições atmosféricas opostas sobre a América do Sul nestes dois meses, apesar de relativa similaridade sobre outras partes do globo.

A figura 5.8 mostra a composição de anomalias de divergência em baixos e altos níveis (850 hPa e 200 hPa, respectivamente). As elipses verdes mostram a região centro-leste onde o segundo modo de novembro tem maiores *factor loadings*. Para novembro (linha (a)), em baixos níveis (esquerda), há convergência anômala sobre o centro-leste do Brasil, enquanto em altos níveis há divergência nesta região. Isto é coerente com a precipitação acima do normal verificada na fase positiva do segundo modo em novembro (figura 5.1 (b)). Já em janeiro seguinte, as anomalias de divergência são opostas, embora obviamente mais fracas, pois não estão associadas diretamente aos máximos de um modo de variabilidade (estão mostradas com dois meses de defasagem). Pode-se notar, apesar da divergência ser uma variável de muita variabilidade espacial, que alguns padrões de divergência anômala em outras regiões se mantiveram entre novembro e janeiro. Por exemplo, em altos níveis se mantém a convergência anômala no Pacífico central e a divergência anômala no Pacífico leste, assim como a divergência sobre o noroeste da América do Sul. Em baixos níveis, predomina a divergência sobre o Pacífico central e a convergência sobre o noroeste da América do Sul.

A convergência em baixos níveis, relacionada à circulação ciclônica, causa um acúmulo de ar, o que produz movimento ascendente. Para manter a baixa pressão, a convergência e o movimento ascendente, deve haver condições favoráveis em altos níveis, ou seja, divergência. O movimento ascendente esfria as parcela de ar adiabaticamente, aumentando sua umidade relativa e, conseqüentemente, causando a formação de nuvens (precipitação). Esse processo é observado na figura 5.8 (a) (na elipse verde). O inverso também ocorre, ou seja, quando existe convergência em altos níveis e divergência em baixos, o ar nas

camadas superiores tende a descer (movimento conhecido como subsidência), e aquecer, diminuindo sua umidade relativa e inibindo a formação de nuvens. Esse processo (elipse verde, figura 5.8 (b)) está associado ao céu limpo.

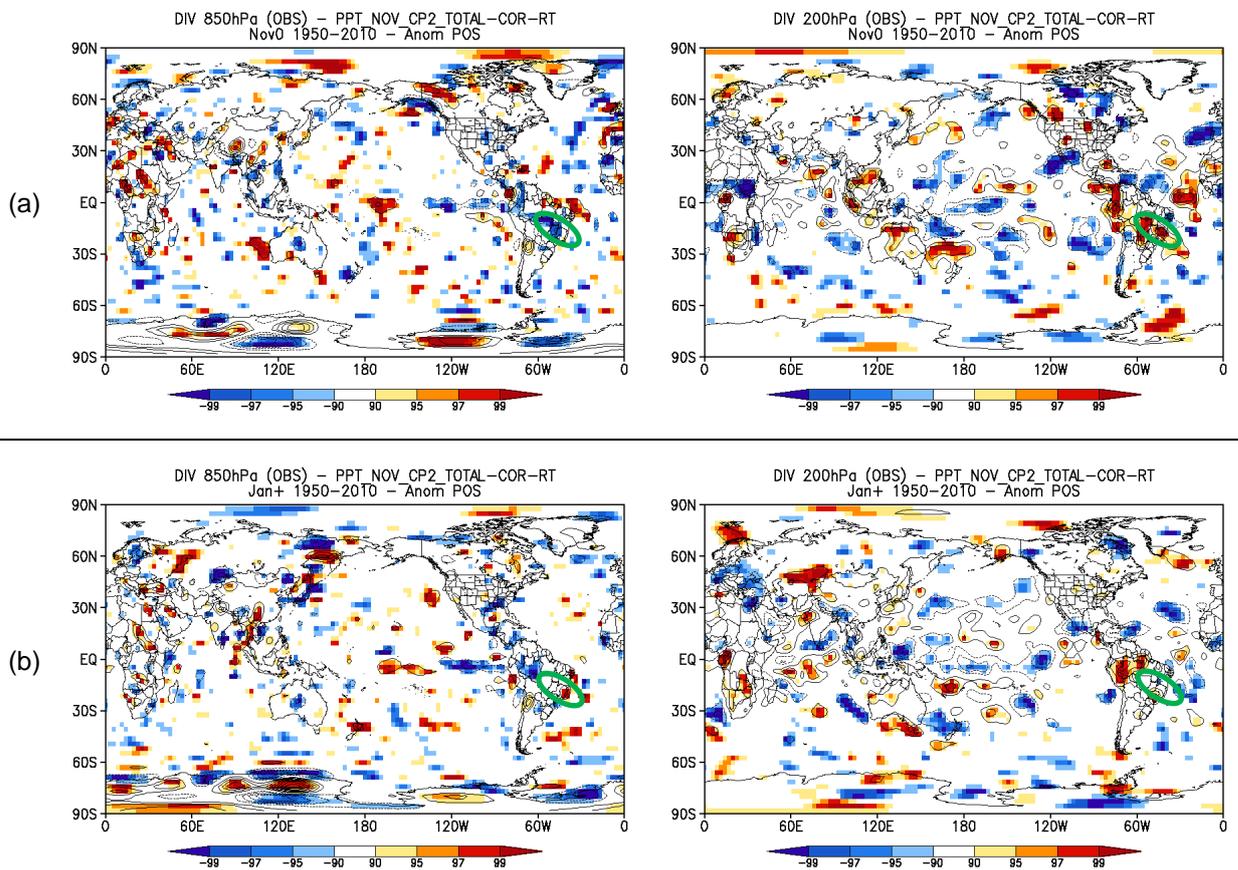


Figura 5.8: Composição das anomalias de divergência baseadas na fase positiva do segundo modo rotacionado de novembro para (a) novembro (0) e (b) janeiro (+). A esquerda estão os mapas para 850 hPa e a direita, para 200 hPa (período 1950-2010).

A figura 5.9 mostra a composição de anomalias de potencial de velocidade em baixos e altos níveis (850 hPa e 200 hPa, respectivamente). Esta variável está relacionada com o componente divergente do vento, mostrando os principais centros de divergência e convergência. Ela está relacionada com a divergência, mas tem menos variabilidade espacial (é espacialmente mais suavizada). Nota-se que o maior centro de convergência em altos níveis, sobre o Pacífico central, não se altera muito de novembro para janeiro (figura 9, coluna a direita). Contudo, o centro de divergência sobre a América do Sul se desloca para a África.

Esses mapas de anomalias atmosféricas também sugerem que haja interações mais locais que produzem a tendência à inversão entre novembro e

janeiro, assim como sugerido pelos mapas de anomalias de TSM, o que está de acordo com os resultados de Grimm, Pal e Giorgi (2007) e Grimm e Zilli (2009).

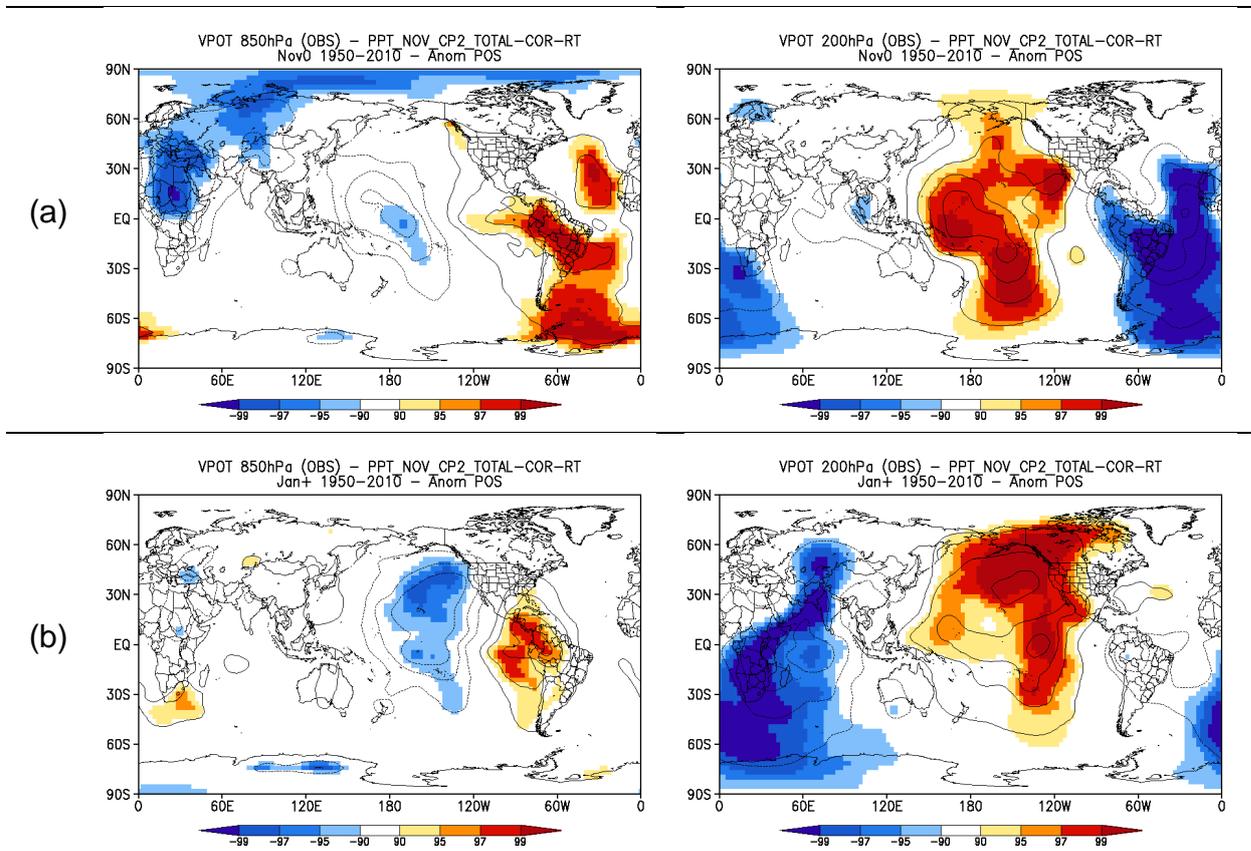


Figura 5.9: Composição das anomalias de potencial de velocidade baseadas na fase positiva do segundo modo rotacionado de novembro para (a) novembro (0) e (b) janeiro (+). A esquerda estão os mapas para 850 hPa e a direita, para 200 hPa (período 1950-2010).

5.1.5 Correlação entre trechos móveis com precipitação observada

Para averiguar se existe modulação interdecadal na relação entre os primeiros modos de primavera e verão, foi feita a correlação móvel de trechos com 11 termos. Com isto, 10 anos são diminuídos da série original (1950-2010) no gráfico desta correlação móvel.

A figura 5.10 (a) representa a variação, no tempo, das correlações móveis entre o primeiro modo rotacionado de novembro (figura 5.1 (a)) com o primeiro modo rotacionado de janeiro (figura 5.2 (a)), observados de 1950-2010. No início da série, a correlação é negativa e significativa, porém inverte de sinal e se mantém positiva e significativa até o final da década de 60. Na década de 70 chegou bem próxima a

zero. Após a década de 80, voltou a ser positiva, mas não tão forte quanto na década de 60. Essas oscilações da correlação são muito semelhantes às oscilações do primeiro modo rotacionado de variabilidade interdecadal da precipitação de primavera sobre a América do Sul, encontrado por Grimm e Saboia (2014), em séries de 1950-2000, figura 5.10 (b). Este primeiro modo interdecadal tem também fortes *factor loadings* no Centro-Leste do Brasil. Na fase positiva deste modo (anos com FS positivos), a correlação entre novembro e janeiro tende a ficar mais forte nessa região. Isto acontece, provavelmente, devido às anomalias na primavera fiquem mais fortes e secas (negativas), o que pode aumentar a chance de produzir a inversão de anomalia de chuva no verão. Isto significa que a intensidade das anomalias em novembro nesta região, que sofre variabilidade interdecadal, pode modular a relação entre as precipitações de primavera e verão, o que explica a variação da correlação entre ambas e a semelhança entre esta variação e a série de *factor scores* do primeiro modo interdecadal.

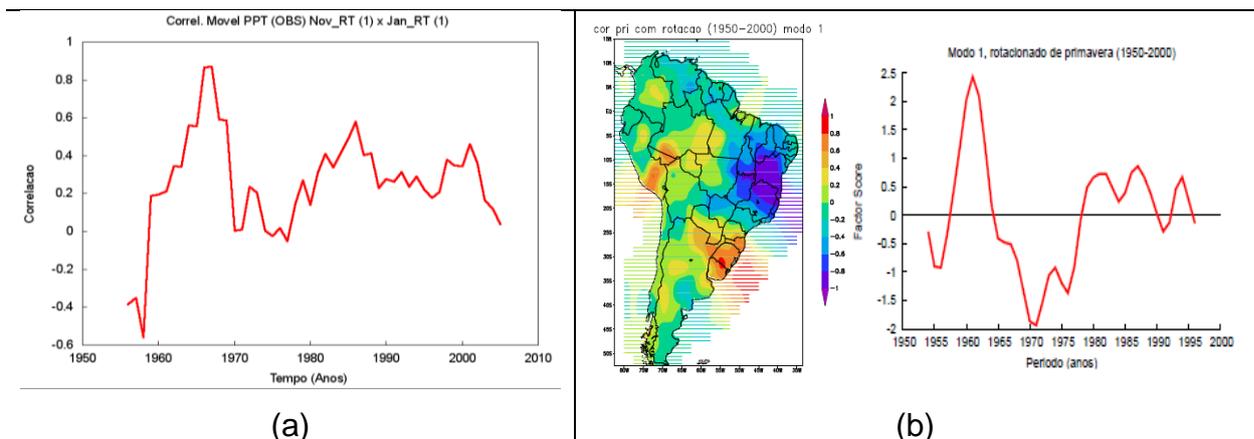


Figura 5.10: (a) Correlação móvel entre o primeiro modo rotacionado de novembro com o primeiro modo rotacionado de janeiro, usando dados observados de 1950 a 2010. (b) FL (esquerda) e FS (direita) do primeiro modo rotacionado da variabilidade interdecadal da precipitação de primavera para o período de 1950 – 2000. Fonte: Grimm e Saboia (2014).

Foi feita também a correlação móvel entre o primeiro modo rotacionado de novembro (figura 5.3 (a)) com o primeiro modo de janeiro, do período de 1960 a 2000 (figura 5.4 (a)). Estes modos apresentam forte correlação negativa, com tendência a inversão de polaridade (tabela 5.2). A correlação (figura 5.11 (a)) mostra uma diminuição até o início da década de 70, depois tende a aumentar até final da década de 80. Na década de 90 ocorre inversão de sinal. A figura 5.11 (b) mostra as distribuições espaciais e temporais do segundo modo de variabilidade interdecadal da precipitação de primavera. O quadrado sobre a série temporal indica o período

em a série temporal deste modo deve ser comparada com a correlação móvel. Há uma boa correspondência entre as duas, considerando uma defasagem de aproximadamente 4 anos entre a correlação móvel e o modo interdecadal, com o modo adiantado em relação à correlação, o que seria esperado se houver relação de causa-efeito deste modo sobre a relação entre as precipitações de primavera e verão.

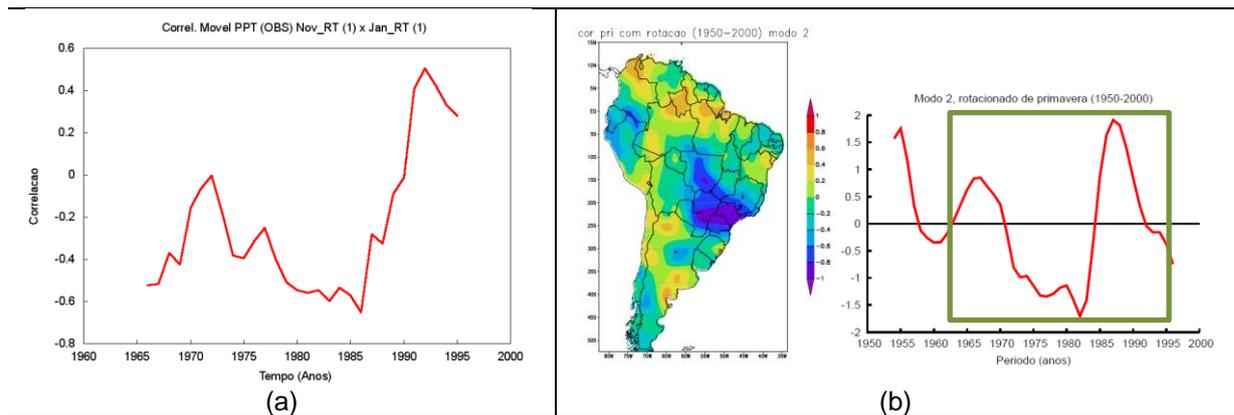


Figura 5.11: (a) Correlação móvel entre o primeiro modo rotacionado de novembro com o primeiro modo rotacionado de janeiro, usando dados observados de 1960 a 2000. (b) FL (esquerda) e FS (direita) do segundo modo rotacionado da variabilidade interdecadal da precipitação de primavera para o período de 1950 – 2000. Fonte: Grimm e Saboia (2014).

Portanto, conclui-se que correlações móveis dos principais modos de novembro e janeiro apresentaram variações características da variabilidade interdecadal da primavera. Isso mostra que as oscilações inter-sazonais são influenciadas por oscilações interdecadais. Em certos intervalos de tempo, essa relação de inversão entre novembro e janeiro pode ser mais acentuada, em outros, mais atenuada.

5.2 OSCILAÇÃO INTER-SAZONAL E SUA RELAÇÃO COM OS EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO

5.2.1 ACP de eventos extremos de precipitação diária (1950-2010)

A figura 5.12 representa os quatro primeiros modos rotacionados da ACP da

frequência de eventos extremos de precipitação de novembro para o período de 1950 a 2010. As variâncias explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 7,0 %, 6,0 %, 5,2 % e 5,0 %. A representação da variância dos dados originais pelos quatro primeiros modos da série do número de eventos extremos é mais baixa (23,2 %) do que os quatro primeiros modos de precipitação de novembro (52,5 %) para o mesmo período.

O primeiro modo da série do número de eventos extremos (figura 5.12 (a)) é parecido com o terceiro modo observado de precipitação de novembro (figura 5.1 (c)), pois apresenta fortes componentes sobre o sul do Nordeste do Brasil e fracas anomalias no sudeste do continente, caracterizando um dipolo norte-sul com anomalias não muito intensas ao sul. O terceiro modo (figura 5.12 (c)) é parecido com o quarto modo observado de novembro, entre o período de 1950-2010 (figura 5.1 (d)).

Os modos 2 e 4 (figuras 5.12, (b) e (d), respectivamente) também apresentam características de dipolo. Em ambos, as anomalias não são muito expressivas no Nordeste, mas no sul apresentam fortes componentes de sinal contrário. O modo 2 corresponde ao modo 1 de precipitação (com os *factor loadings* de sinal contrário, figura 5.1 (a)), enquanto o modo 4 não tem correspondência com nenhum dos quatro primeiros modos da precipitação de novembro mostrados na figura 5.1. A série temporal do segundo modo rotacionado de número de eventos extremos de novembro (figura 5.12, (b)) mostra que no ano de 1982 os eventos extremos foram muito frequentes em novembro, o que combina com as intensas anomalias de precipitação no mesmo ano observadas na figura 5.1 (a). Isto está relacionado ao forte evento El Niño que ocorreu entre os anos de 1982 e 1983. Nas composições de anomalias de TSM associadas ao primeiro modo de precipitação de novembro verifica-se que ele está associado a El Niño (figura 5.6).

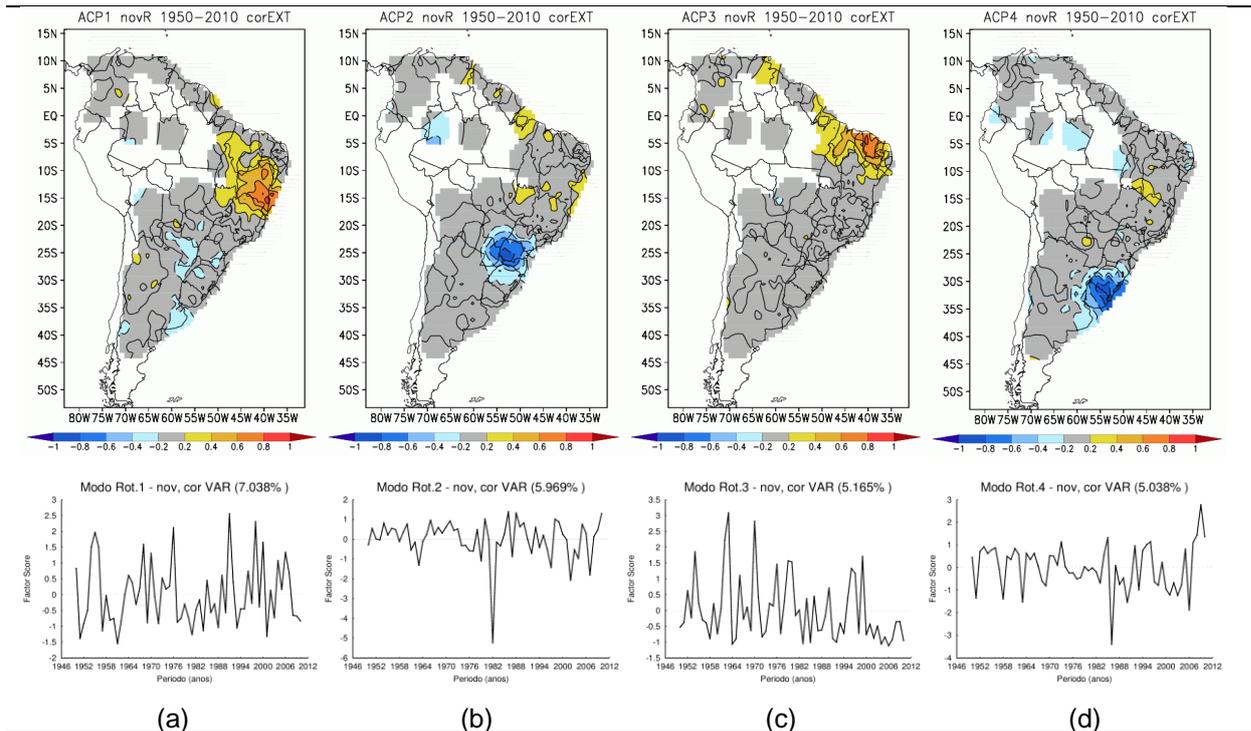


Figura 5.12: (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP da série do número de eventos extremos de novembro (1950-2010). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 7,0 %, 6,0 %, 5,2 % e 5,0 %.

O primeiro modo rotacionado do número de eventos extremos observado de janeiro está representado na figura 5.13 (a), com variância total explicada de 16,4 %. Este corresponde ao primeiro modo de precipitação de janeiro (figura 5.2 (a)), estando o dipolo característico presente, porém com sinal oposto.

O segundo modo da frequência de eventos extremos de janeiro (figura 5.13 (b)) mostra forte anomalia no Nordeste do país, possuindo as mesmas características que o segundo modo da precipitação de janeiro (figura 5.2 (b)), mas com anomalias de sinal oposto. A série temporal indica aumento na frequência de eventos extremos de precipitação, no início do século XXI, o mesmo aumento foi mostrado no segundo modo de janeiro da série de 1950-2010. O segundo modo explica 10,0 % da variância total.

O terceiro modo (figura 5.13 (c)) não tem correspondência com nenhum dos quatro primeiros modos da precipitação de janeiro mostrados na figura 5.2, assim como seu correspondente quarto modo de novembro (figura 5.12 (d)) não tinha correspondente na figura 5.1. O modo 4 da frequência de eventos extremos (figura 5.13 (d)) possui componentes mais fortes sobre o sul do Centro-Leste do Brasil, semelhante ao terceiro modo rotacionado de precipitação em janeiro (figura 5.2 (c)).

Como foi notado na ACP de novembro, os padrões espaciais dos modos de

variabilidade do número de eventos extremos de janeiro possuem características semelhantes aos modos de variabilidade da precipitação em janeiro, o que seria de esperar, tendo em vista que os eventos extremos podem dar grande contribuição aos totais mensais de precipitação.

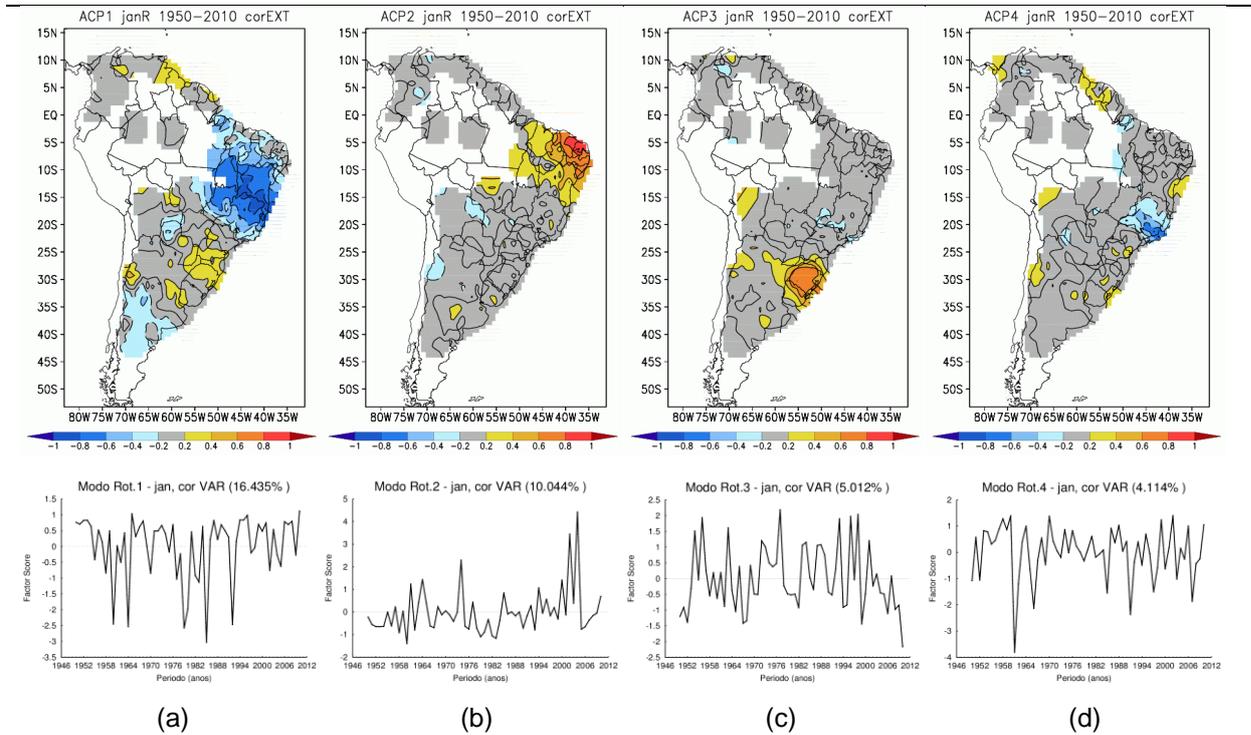


Figura 5.13: (a) Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP da série do número de eventos extremos de janeiro (1950-2010). As variâncias totais explicadas para os modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 16,4 %, 10,0 %, 5,0 % e 4,1 %.

5.2.2 Relações entre os modos de variabilidade da frequência do número de eventos extremos de precipitação

A relação encontrada entre os primeiros modos de precipitação de novembro e janeiro (tabela 5.1) é repetida pelos modos 2 de novembro e 1 de janeiro do número de eventos extremos de precipitação (tabela 5.3), ou seja, existe uma relação de inversão entre o número de eventos extremos entre a primavera (novembro) e verão (janeiro) no dipolo entre centro-leste e sudeste da América do Sul. Isto é indicado pela significativa correlação positiva entre estes dois modos (0,28).

O terceiro modo de novembro (figura 5.12 (c)) tem significativa correlação negativa com o primeiro de janeiro (figura 5.13 (a)), indicando certa persistência no número de eventos extremos de precipitação sobre o Nordeste do Brasil entre novembro e janeiro, além de tendência a uma propagação no aumento deste número do norte para o sul do Nordeste.

Também o segundo modo de novembro está correlacionado (negativamente) com o terceiro de janeiro e o primeiro modo de novembro está correlacionado (positivamente) com o terceiro de janeiro, mas estas correlações tem menos significância.

Tabela 5. 3: Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para série de eventos extremos (1950-2010). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva). O azul claro (laranja) representa significância melhor que 0,10 e correlação negativa (positiva).

Correlações		Janeiro (+)			
		Modo 1	Modo 2	Modo 3	Modo 4
Novembro (0)	Modo 1	0,08	-0,09	0,19	0,06
	Modo 2	0,28	0,06	-0,19	0,03
	Modo 3	-0,26	0,04	0,09	0,05
	Modo 4	0,11	-0,13	-0,10	0,10

5.3 MODELOS CLIMÁTICOS E OSCILAÇÃO INTER-SAZONAL

5.3.1 Modelo MPI-ESM-LR

5.3.1.1 ACP de precipitação simulada pelo modelo MPI-ESM-LR

O primeiro modo rotacionado da precipitação simulada de novembro do MPI (variância explicada de 9,2 %, figura 5.14 (a)) apresenta componentes mais fortes sobre o nordeste da América do Sul, como os quartos modos dos períodos 1950-2010 e 1960-2000.

O segundo modo rotacionado de novembro do MPI (variância explicada de 5,3%, figura 5.14 (b)) apresenta fortes componentes sobre o noroeste do continente. Este não pode ser comparado a nenhum modo observado no período de 1950-2010,

visto que não há dados observados sobre o extremo noroeste do continente neste período. Contudo, pode ser comparado com o terceiro modo de novembro observado para 1960-2000 (figura 5.3 (c)). O modo 3 do MPI em novembro (figura 5.14 (c)) é o que melhor representa o dipolo observado para este mês entre centro-leste e sudeste da América do Sul. Apresenta mais fortes componentes sobre o centro-leste, característica presente nos modos observados (figura 5.1). A variância explicada é de 4,7 %. A distribuição espacial do quarto modo de novembro do modelo MPI (variância explicada de 3,8%, figura 5.14 (d)) não é muito expressiva, com anomalias mais fortes sobre o norte da América do Sul.

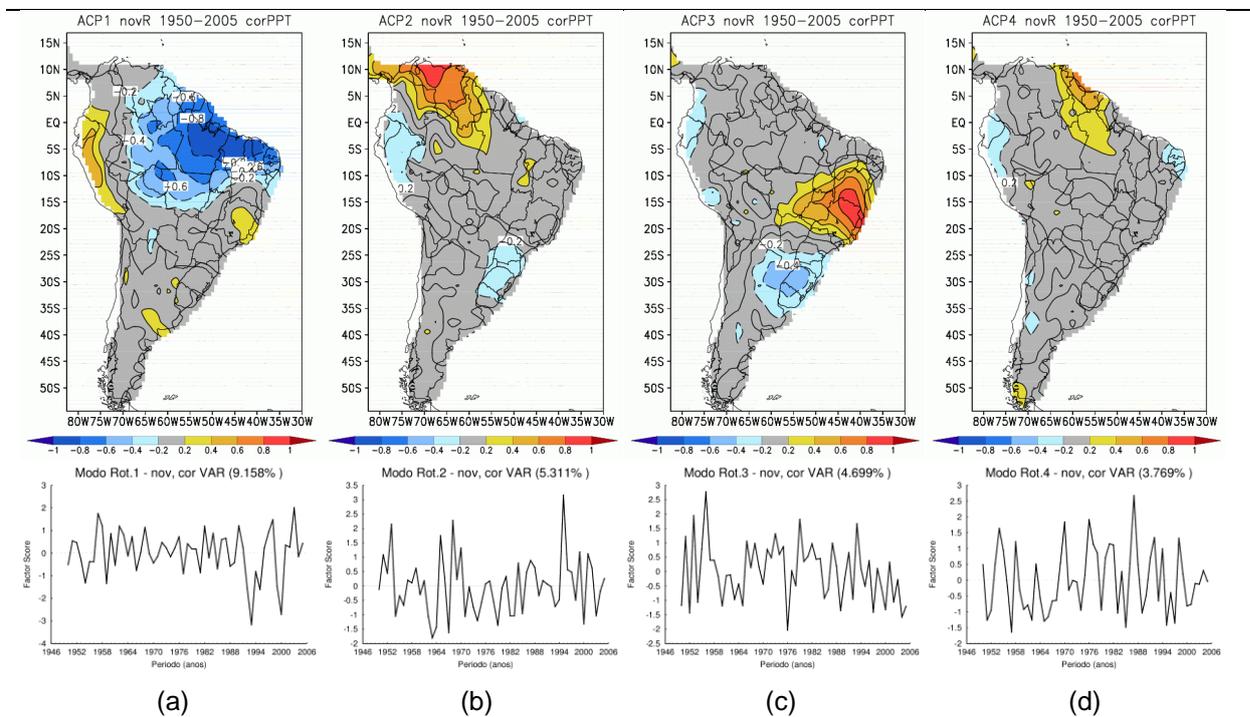


Figura 5.14: Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados simulados do modelo MPI de novembro (1950-2005). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 9,2 %, 5,3 %, 4,7 % e 3,8 %.

A figura 5.15 representa os quatro primeiros modos rotacionados da precipitação simulada de janeiro do MPI-ESM-LR. No primeiro modo (variância explicada de 5,1 %, figura 5.15 (a)), os mais fortes *factor loadings* estão sobre o norte/nordeste do continente, como o primeiro modo de novembro do MPI (figura 5.14 (b)), sendo seu correspondente observado mais próximo o segundo modo observado de janeiro para o período 1960-2000 (figura 5.4 (b)), embora haja diferenças entre eles. Não há correspondente observado entre os quatro primeiros modos do período 1950-2010 (figura 5.3).

O segundo modo rotacionado (figura 5.15 (b)) representa fortes componentes no extremo sul do continente, não sendo parecido com nenhum dos quatro primeiros modos observados para os períodos 1950-2000 e 1960-2010. A figura 5.15 (c) indica que o terceiro modo da precipitação simulada de janeiro do MPI possui o dipolo de anomalias no centro-leste e no sul da América do Sul. Este possui características semelhantes ao terceiro modo observado de janeiro (figura 5.2 (c)). O quarto modo (figura 5.15 (d)) não possui correspondente entre os quatro primeiros modos observados da precipitação de janeiro (figura 5.2). A variância total explicada do segundo, terceiro e quarto modo é 4,9 %, 4,7 % e 4,5 %, respectivamente.

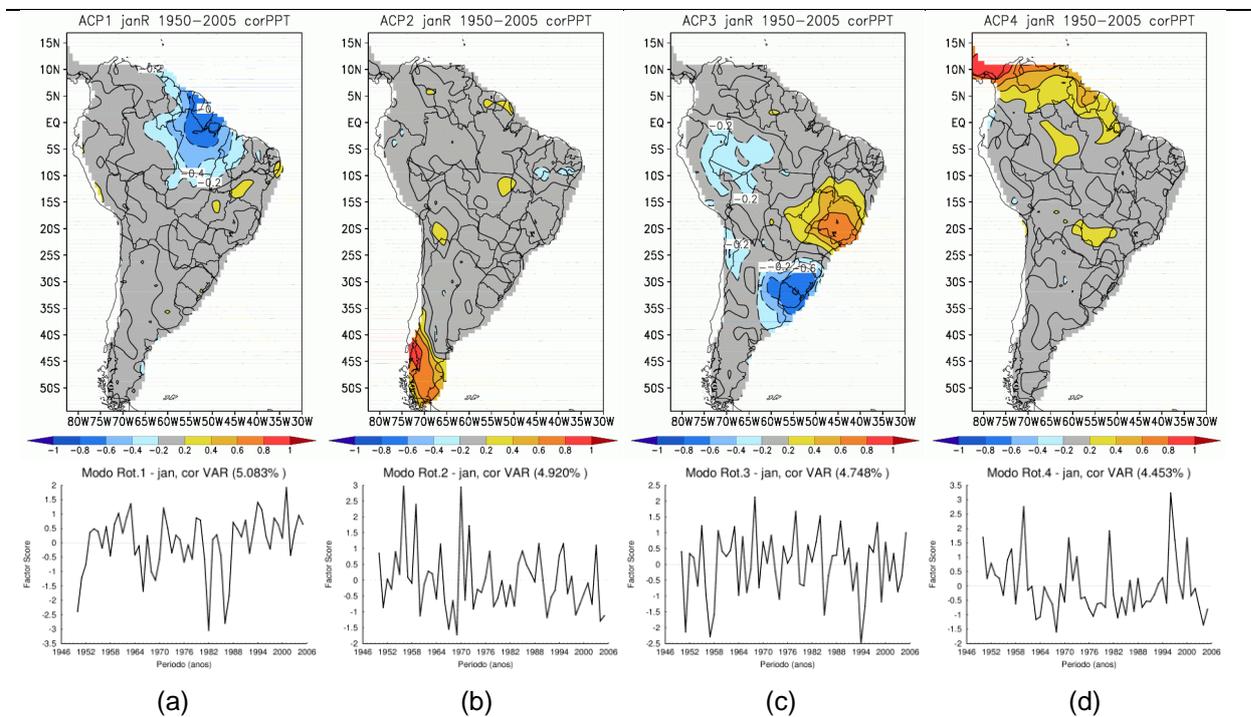


Figura 5.15: Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados simulados do modelo MPI de janeiro (1950-2005). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 5,1 %, 4,9 %, 4,7 % e 4,5 %.

5.3.1.2 Relações entre os modos de variabilidade de precipitação simulada pelo MPI-ESM-LR

Para o MPI, o terceiro modo rotacionado de novembro (figura 5.14 (b)) e o terceiro modo de janeiro (figura 5.15 (c)) apresentaram o dipolo característico dos modos observados. Existe uma relação de inversão de polaridade entre esses

modos, pois seus *factor loadings* tem mesmo sinal e eles apresentam significativa correlação negativa (-0,26, significância melhor que 0,10; tabela 5.4).

O primeiro modo da precipitação simulada de novembro (figura 5.14 (a)) está negativa e significativamente correlacionado com o quarto modo de janeiro (figura 5.15 (d)). O segundo modo de novembro (figura 5.14 (b)), está positiva e significativamente correlacionado com o quarto de janeiro (figura 5.15 (d)). Como estes modos tem mais fortes *factor loadings* no norte/noroeste da América do Sul, isto indica persistência dessas anomalias regionais no modelo entre primavera e verão.

Tabela 5. 4: Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para dados simulados do MPI (1950-2005). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva). O azul claro (laranja) representa significância melhor que 0,10 e correlação negativa (positiva).

Correlações		Janeiro (+)			
		Modo 1	Modo 2	Modo 3	Modo 4
Novembro (0)	Modo 1	-0,15	-0,12	0,04	-0,36
	Modo 2	-0,16	-0,12	-0,02	0,49
	Modo 3	0,02	0,13	-0,26	0,12
	Modo 4	0,05	0,18	0,00	-0,04

5.3.2 Modelo IPSL-CM5A-LR

5.3.2.1 ACP de precipitação simulada pelo modelo IPSL-CM5A-LR

O primeiro modo de variabilidade da precipitação simulada de novembro do IPSL (figura 5.16 (a)) possui mais fortes *factor loadings* sobre o centro-oeste da América do Sul. Não há correspondente entre os quatro primeiros modos observados (figura 5.1).

O segundo modo rotacionado do IPSL (figura 5.16 (b)) tem variabilidade mais forte concentrada sobre o centro-leste da América do Sul, tendo maior semelhança com o segundo modo observado (figura 5.1 (b)).

No terceiro modo (figura 5.16 (c)) e quarto modo (figura 5.16 (d)), os mais fortes componentes estão sobre o extremo noroeste e sul do continente, respectivamente. Ambos não possuem correspondente entre os quatro primeiros

modos observados (figura 5.1). O primeiro modo rotacionado explica 11,3 % da variância total, o segundo têm 6,3 %, o terceiro possui 5,4 % e o quarto, 4,4 %.

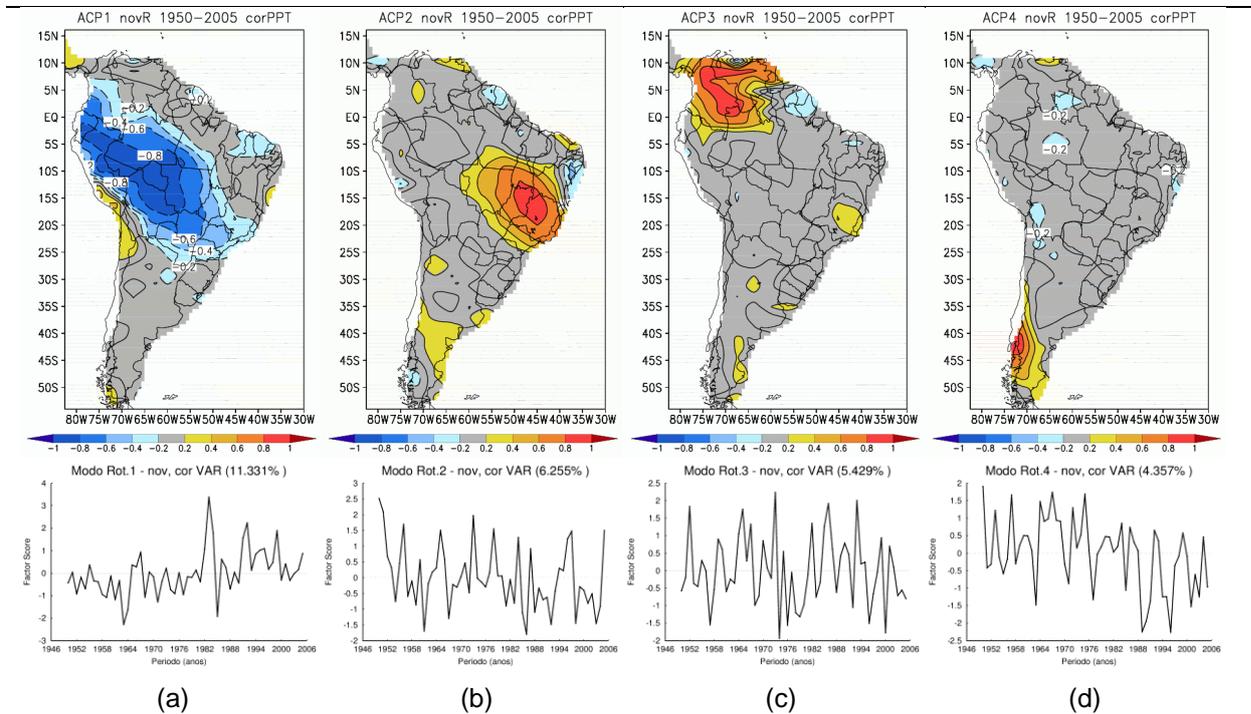


Figura 5.16: Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados simulados do modelo IPSL de novembro (1950-2005). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 11,3 %, 6,3 %, 5,4 % e 4,4 %.

O primeiro modo rotacionado da precipitação de janeiro nas simulações do IPSL (figura 5.17 (a)) apresenta semelhança com o primeiro modo observado, apresentando o dipolo norte-sul característico (figura 5.2 e 5.4 (a)). Este modo também foi encontrado por Paegle e Mo (2002), esse padrão está relacionado à ZCAS.

O segundo modo de janeiro da simulação do IPSL (figura 5.17 (b)), contém mais fortes *factor loadings* sobre o sul do continente, sem correspondente entre os primeiros quatro modos observados (figuras 5.2 e 5.4). O terceiro modo (figura 5.17 (c)) possui mais fortes componentes no norte/nordeste da América do Sul, sendo os mais próximos modos observados o segundo modo de 1950-2010 e 1960-2000 (figuras 5.2 e 5.4 (b)). A distribuição espacial do quarto modo é mais representativa no noroeste do continente, sem correspondente observado nos quatro primeiros modos (figuras 5.2 e 5.4 (b)). A variância total explicada para os quatro primeiros modos de janeiro do IPSL é de 8,6 %, 6,4%, 5,1% e 4,0 %, respectivamente.

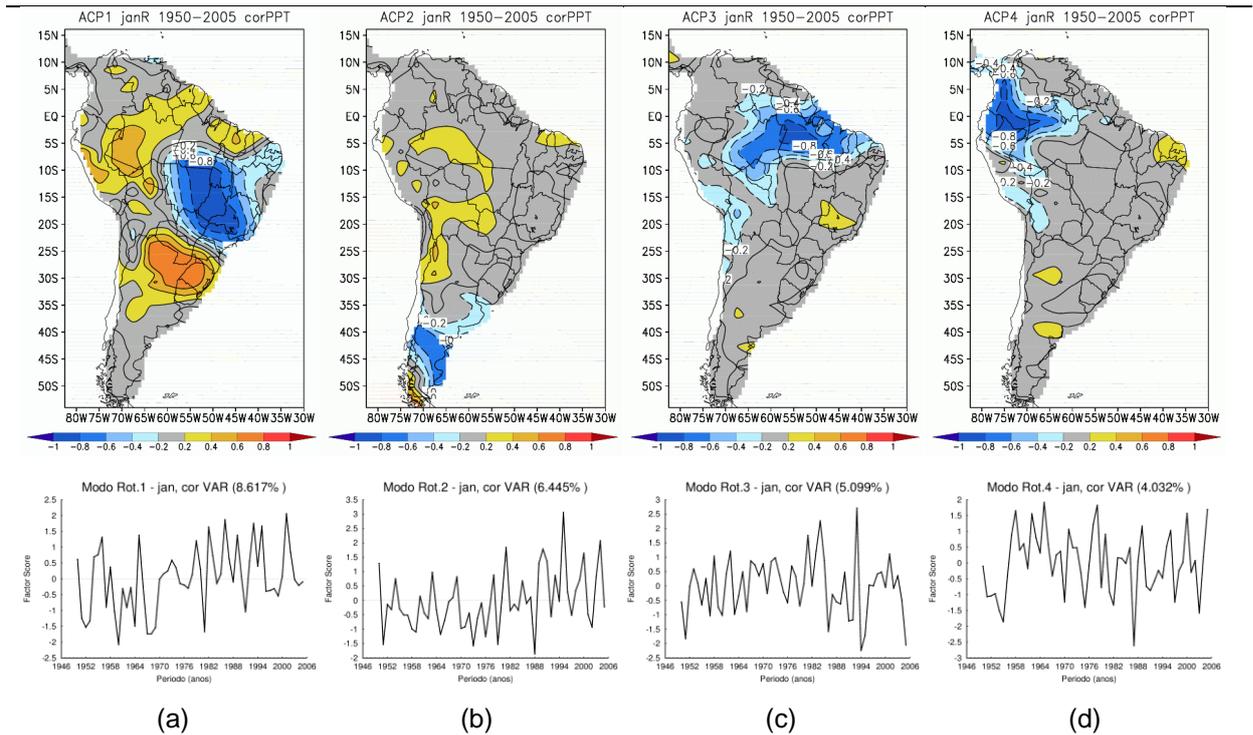


Figura 5.17: Primeiro, (b) segundo, (c) terceiro e (d) quarto modos rotacionados da ACP de precipitação para dados simulados do modelo IPSL de janeiro (1950-2005). As variâncias totais explicadas pelos modos 1, 2, 3 e 4 são, respectivamente, 8,6 %, 6,4 %, 5,1 % e 4,0 %.

5.3.2.2 Relações entre os modos de variabilidade de precipitação simulada pelo IPSL-CM5A-LR

A tabela 5.5 apresenta os valores das correlações dos componentes principais para o modelo IPSL. O segundo modo de novembro (figura 5.16 (b)) mostrou correlação significativamente negativa com o primeiro modo de janeiro (-0,2, com nível de significância 0,10, tabela 5.5), figura 5.17 (a). Contudo, esta correlação negativa representa persistência entre as anomalias no centro-leste da América do Sul entre novembro e janeiro, enquanto as correlações encontradas com dados observados mostraram inversão das anomalias, também encontrada em estudos anteriores (GRIMM e ZILLI, 2009). Portanto, este modelo não representa a variação inter-sazonal da primavera para o verão nessa região.

As demais correlações mostradas pelos dados simulados não serão comentadas, pois não tem contrapartida observacional.

Tabela 5.5: Tabela de correlações entre modos rotacionados de novembro (0) e janeiro (+) para dados simulados do IPSL (1950-2005). A cor azul escura (vermelha) representa significância melhor que 0,05 e correlação negativa (positiva). O azul claro (laranja) representa significância melhor que 0,10 e correlação negativa (positiva).

Correlações		Janeiro (+)			
		Modo 1	Modo 2	Modo 3	Modo 4
Novembro (0)	Modo 1	0,13	0,2	0,31	-0,11
	Modo 2	-0,2	-0,28	-0,14	-0,10
	Modo 3	-0,03	-0,04	-0,26	-0,03
	Modo 4	-0,08	-0,33	0,19	0,06

5.4 COMPOSIÇÃO DE EVOLUÇÃO DE VAZÃO

Para verificar como as oscilações inter-sazonais influenciam a vazão e, conseqüentemente, o setor energético, foram feitas composições com dados diários de vazão. Foi escolhida a barragem Três Marias, pois sua bacia está localizada sobre o Centro-Leste do Brasil, local de interesse para este estudo. Conforme explicado anteriormente, os dados de vazão foram separados em série de média climatológica, para todos os anos, e anomalias com anos de fase extrema, positivas e negativas.

A figura 5.18 representa a variação da vazão com base em anos de fase (a) negativa e (b) positiva, para o primeiro modo rotacionado de novembro e para o primeiro modo rotacionado de janeiro no período de 1950-2010. Nos primeiros meses, as variações nas vazões entre anos de fase negativa e positiva são parecidas com a série média de todos os anos. Na metade de novembro, as variações começam a aparecer.

As anomalias de vazão, baseadas na fase negativa do primeiro modo de novembro (figura 5.1 (a)), são maiores do que a média das vazões no centro-leste do Brasil, o que é mostrado pela linha verde acima da linha vermelha desde novembro e com valores máximos em janeiro (figura 5.18 (a)), devido à defasagem entre precipitação na bacia e vazão na barragem. No final de janeiro, porém, ocorre a inversão de sinais das anomalias de vazão, porque as anomalias de precipitação tendem a inverter seu sinal no centro-leste em janeiro, conforme foi mostrado anteriormente (linha verde abaixo da linha vermelha na figura 5.18 (a)). Se as médias das anomalias de vazão for calculada com base na fase negativa do primeiro modo de janeiro (figura 5.2 (a)), para a qual a anomalia de precipitação no centro-

leste é negativa, as anomalias de vazão serão negativas a partir de janeiro (linha azul abaixo da linha vermelha na figura 5.18 (a)), o que é coerente com precipitação mais baixa, mas nota-se que nos meses anteriores a vazão é um pouco maior que a climatológica (linha azul acima da linha vermelha na figura 5.18 (a)), o que é coerente com a tendência à inversão de sinal de anomalias de precipitação na região de primavera para verão.

Para a fase positiva do primeiro modo de novembro as anomalias de vazão são negativas e mais fortes desde novembro (figura 5.18 (b), linha verde abaixo da linha vermelha), o que seria esperado das precipitações mais baixas no centro-leste do Brasil associadas com a fase positiva deste modo (figura 5.1 (a)). Contudo, neste caso as anomalias de vazão não invertem seu sinal no final de janeiro, permanecendo negativas. Isto pode dever-se ao fato de que as anomalias de precipitação associadas ao primeiro modo de novembro são muito mais fortes na fase positiva que na fase negativa em novembro (figura 5.5, colunas (a) e (b)) e, portanto, a inversão de sinal em janeiro não produz precipitação suficiente para aumentar as vazões a ponto de tornar suas anomalias positivas. Contudo, a inversão de anomalias entre a primavera e verão é novamente constatada na composição de anomalias de vazão baseada na fase positiva do primeiro modo de janeiro, para a qual a precipitação é acima da normal no centro-leste (figura 5.2 (a)). Constata-se grande aumento da vazão em janeiro (linha azul acima da linha vermelha na figura 5.18 (b)), contudo anteriormente a vazão estava abaixo do normal (linha azul abaixo da linha vermelha na figura 5.18 (b)).

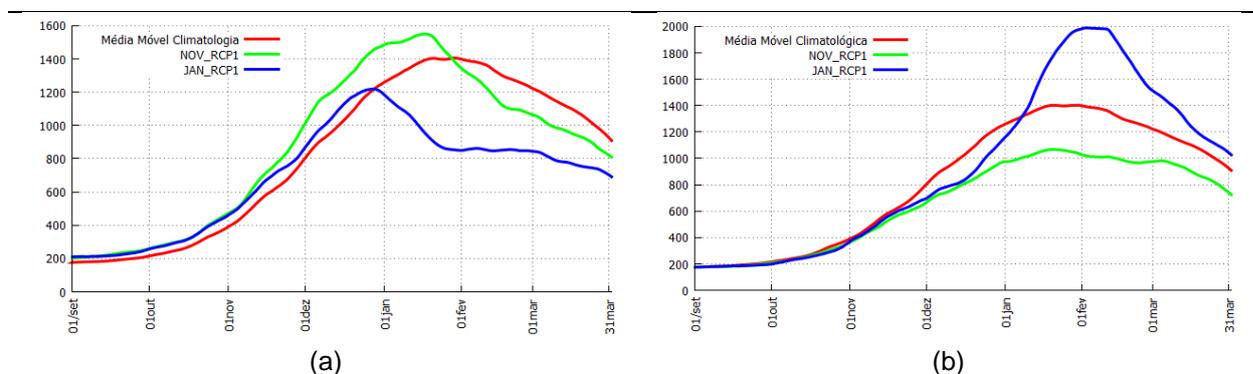


Figura 5.18: Anomalias de vazão, baseadas nos anos de fase (a) negativa e (b) positiva do primeiro modo rotacionado de novembro (linha verde) e primeiro modo rotacionado de janeiro (linha azul), para 1950-2010. A série climatológica está sendo representada pela linha vermelha.

A figura 5.19 representa as anomalias de vazão associadas às fases (a) negativa e (b) positivado segundo modo de novembro (figura 5.1 (b)) e terceiro modo de janeiro (figura 5.2 (c)) para o período de 1950-2010. Para a composição baseada nas fases negativa e positiva do segundo modo de novembro (linha verde nas figuras 5.19 (a) e (b)), as anomalias de vazão não são muito grandes, só aparecendo mais a inversão na figura 5.19 (b). A composição de anomalias baseadas no terceiro modo de janeiro produz resultados mais visíveis. Na sua fase negativa, as anomalias de vazão são positivas a partir de janeiro, com máximo em meados de fevereiro, mas com anomalias de sinal contrário antes disto, a partir de dezembro (na figura 5.19 (a), a linha azul está abaixo da linha vermelha de dezembro até meados de janeiro e acima de meados de janeiro até meados de março). Na sua fase positiva, as anomalias de vazão são negativas a partir de meados de janeiro, com máximo em meados de fevereiro, mas também com anomalias de sinal contrário antes disto, desde meados de dezembro, embora fracas (na figura 5.19 (b) a linha azul está acima da linha vermelha de dezembro até meados de janeiro e abaixo de meados de janeiro até final de março).

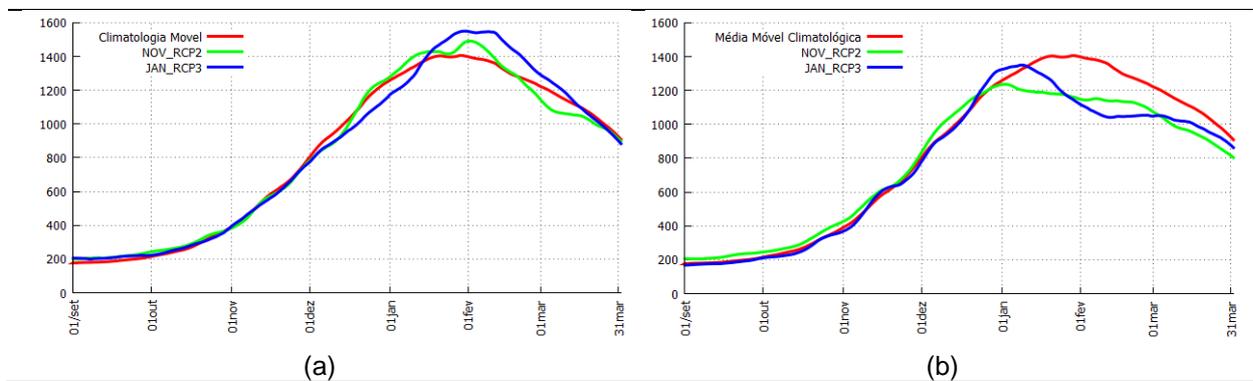


Figura 5.19: Anomalias de vazão, baseadas nos anos de fase (a) negativa e (b) positiva do segundo modo rotacionado de novembro (linha verde) e terceiro modo rotacionado de janeiro (linha azul), para 1950-2010. A série climatológica está sendo representada pela linha vermelha.

6 CONCLUSÕES

Os modos da variabilidade de precipitação reproduziram o padrão de dipolo existente entre a primavera e o verão, para os dois conjuntos estudados. Para 1950-2010 e 1960-2000, foi encontrada uma relação significativa entre o primeiro modo de novembro e o primeiro modo de janeiro, como em Grimm e Zilli (2009). No conjunto de 1950-2010, o segundo modo de novembro também mostrou correlação significativa com o terceiro de janeiro. Isto significa que o maior conjunto conseguiu reproduzir as relações de inversão de anomalias de precipitação entre primavera e verão no centro-leste do Brasil, em dois modos diferentes.

As anomalias de precipitação mostram que no Centro-Leste do Brasil há tendência à inversão de anomalias de precipitação entre os meses de novembro e janeiro, encontrados em estudos anteriores para períodos menores de análise.

A evolução das anomalias de TSM mostra que o primeiro modo de novembro sofre influência dos episódios ENOS, porém em janeiro as anomalias de precipitação do centro-leste deixam de ser influenciadas pelo Oceano Pacífico e passam a estar relacionadas com interações superfície-atmosfera, talvez incluindo influência mais local do Oceano Atlântico. As influências sobre as anomalias do segundo modo rotacionado de novembro não são tão claras

Tanto a composição de anomalias de TSM como de anomalias atmosféricas desde a primavera até o verão, associação com os modos que representam a inversão de anomalias de precipitação no centro-leste do Brasil indicam que não são influências remotas, mas sim influências locais associadas à interação superfície atmosfera que produzem a inversão de anomalias entre novembro e janeiro.

Os dados observados indicaram a existência de modulação interdecadal na variabilidade inter-sazonal, ou seja, as relações de inversão podem ser mais ou menos intensas em certas décadas, pois a intensidade da correlação entre modos de primavera e verão segue aproximadamente a variação de modos interdecadais de primavera.

A série da frequência de eventos extremos de precipitação entre 1950-2010 mostrou que existe tendência à inversão dos principais modos associados à primavera e verão, mas ela não é tão significativa quanto a da chuva mensal total.

Para avaliação de modelos quanto a estas características observadas, foram utilizadas as saídas dos modelos acoplados MPI-ESM-LR e IPSL-CM5A-LR, durante o período 1950-2005. Os modelos conseguem reproduzir aquele comportamento observado, porém com algumas limitações. O MPI conseguiu indicar relação significativa entre a precipitação no centro-leste do Brasil em novembro e janeiro, mostrando tendência à inversão de anomalias naquela região, o que está coerente com os resultados observados. As simulações do IPSL mostraram grande correlação entre os modos principais, porém o sinal foi oposto ao encontrado em estudos observacionais, ou seja, indicou persistência.

As anomalias de vazão em uma bacia situada no centro-leste do Brasil, para fases extremas de modos que apresentam oscilações inter-sazonais de precipitação, confirmam tais oscilações, com um atraso na resposta da vazão, o que é esperado.

Em todos os fenômenos estudados (precipitação mensal, frequência de eventos extremos de precipitação e vazão) a oscilação inter-sazonal se mostrou presente, ou seja, existe realmente uma tendência à inversão entre os primeiros modos de primavera e verão no centro-leste do Brasil. A representação da oscilação inter-sazonal varia de modelo para modelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 505-524, 1988.
- BJERKNES J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**. v. 97, p. 163-172, 1969.
- BUSSAB, W.O.; MORETTIN, P.A. **Estatística Básica**. 5 ed., São Paulo: Saraiva, 2003; p. 86, 186-187, 401-403.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES C.; LIEBMANN, B.: Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **J. Climate**, v. 15, p. 2377-2394, 2002.
- GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **J. 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, p. 123-138, 2004.
- GRIMM, A. M.; NATORI, A. A. climate change and interannual variability of precipitation in South America. **Geophysical Research Letters**, v.33, 2006.
- GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. **J. Climate**, v. 20, p. 5929-5945, 2007.
- GRIMM, A. M. **Variabilidade Interanual do Clima no Brasil**. In: tempo e clima no Brasil. Cavalcanti, I. F. A., N. J. Ferreira, M. G. Justo da Silva, M. A. F. Silva Dias, Editora Oficina de Textos, São Paulo, Capítulo 22, p. 353-374, 2009.
- GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **J. Climate**, v. 22, p. 1589-1609, 2009.
- GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. **J. Climate**, v. 22, p. 2257-2275, 2009.
- GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, p. 537-554, 2011.
- GRIMM, A. M.; SABOIA, J. P. J. **Interdecadal variability of the South American precipitation in the monsoon season**. Journal of Climate. Aceito. 2014.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE Special Report on Emission Scenarios, Working Group III, 20 pp., Geneva, Switzerland, 2000. Disponível em <<https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/spm/sres-en.pdf>>.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JONAWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; ROSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.

LIEBMANN, B.; ALLURED, D. Daily precipitation grids for South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, p. 1567-1570, 2005.

MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over southeastern South America and the subtropical Atlantic during austral summer. **J. Climate**, v. 22, p. 1682-1699, 2009.

PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. **J. Climate**, v. 15, p. 1389-1407, 2002.

RAYNER, N. A.; PARKER, D.E.; HORTON, E. B.; FORLLAND, 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.

RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, v. 6, p. 293-335, 1986.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 1606-1626, 1987.

SILVEIRA, C. de S.; SOUZA FILHO, F. de A. de; COSTA, A. A.; CABRAL, S. L. Avaliação de desempenho dos modelos do CMIP5 quanto à representação dos padrões de variação da precipitação no século XX sobre a região Nordeste do Brasil, Amazônia e bacia do Prata e análise das projeções para o cenário RCP8.5. **Rev. Bras. Meteorol.** V. 28, p. 317-330, 2013.

SONG, F.; ZHOU T. Interannual variability of East Asian summer monsoon simulated by CMIP3 and CMIP5 AGCMs: skill dependence on Indian ocean-western Pacific anticyclone teleconnection. **J. Climate**, v. 27, p. 1679-1697, 2014.

TAYLOR, K. E.; STOUFFER, R. J.; MEEHL, G. A. A summary of the CMIP5 experiment design, 2009.

Disponível em: <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf>.

Acesso em: 07/07/2014.

VAN VUUREN, D. P.; EDMONDS, J.; KAINUMA, M.; RIAHI, K.; THOMSON, A.; HIBBARD, K.; HURTT, G. C.; KRAM, T.; KREY, V.; LAMARQUE, J. F.; MASUI, T.; MEINSHAUSEN, M.; NAKICENOVIC, N.; SMITH S. J.; ROSE, S. K. The representative concentration pathways: an overview. **Climate Change**, v. 109, p. 5-31, 2011.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Science**, 2. Ed. San Diego, CA: Academic Press, 2006; p. 50-51, 97, 463,484