

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE – CLIAMB
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA – INPA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS – UEA

**PADRÕES SAZONAIS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA
PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL ASSOCIADA ÀS
COMPONENTES ENOS E não-ENOS: IMPACTO NA VAZÃO DA BACIA
DO PARANÁ**

ITAMARA PARENTE DE SOUZA

MANAUS, AMAZONAS
JUNHO, 2018

ITAMARA PARENTE DE SOUZA

**PADRÕES SAZONAIS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA
PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL ASSOCIADAS ÀS
COMPONENTES ENOS E não-ENOS: IMPACTO NA VAZÃO DA BACIA
DO PARANÁ**

Orientadora: Dra. Rita Valéria Andreoli De Souza

Co-Orientador: Dr. Rodrigo Augusto Ferreira De Souza

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente – INPA/UEA como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Clima e Ambiente.

MANAUS, AMAZONAS
JUNHO, 2018

RESUMO

Os padrões sazonais anômalos da variabilidade interanual da precipitação sobre a América do Sul (AS) e seus impactos sobre a vazão dos rios na bacia do Paraná associada às componentes do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e não-ENOS (parte residual) foram avaliadas durante o período 1970-2013. Os padrões sazonais foram obtidos a partir das análises de Funções ortogonais empíricas (EOF, do inglês) aplicadas às séries de anomalias de precipitação total e residual e são referidos aqui como padrões totais (TOT) e residuais (RES), enquanto que os padrões associados ao modo ENOS foram obtidos através das correlações lineares entre o índice do NINO e as anomalias de precipitação sobre a AS. Em relação aos campos de EOF, para as estações de inverno e outono, o primeiro modo da EOF está associado à variações que ocorrem no Atlântico Tropical enquanto que a componente no ENOS é definida como secundária. Variações no Atlântico tropical afetam principalmente as precipitações na região norte, nordeste do Brasil enquanto que as variações no Atlântico Sudoeste modulam a precipitação entre o centro-leste e sudeste da AS. Por outro lado, para as estações da primavera e verão, o ENOS explica a maioria da variabilidade dos padrões dominantes. Essa relação está associada principalmente à precipitação no norte, noroeste e sul da AS. A dinâmica dessas relações envolve variações na circulação de Walker e no padrão de teleconexão Pacífico/América do Norte (PNA) e do Sul (PSA). Os resultados confirmam que em anos de ENOS os sinais da precipitação são intensificados no sudeste e norte da AS, porém, na ausência do ENOS, as teleconexões extratropicais se enfraquecem o que ocasiona a redução da precipitação. As mudanças na temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico Sul modulam principalmente a circulação próxima à costa leste da AS o que gera um dipolo entre o centro-leste e sudeste do Brasil. Em consequência, as descargas dos rios da bacia do Paraná responderam aos padrões de grande escala. As vazões relacionadas à componente ENOS estão associados ao transporte de Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), por outro lado as descargas associadas à componente não-ENOS apresentaram forte relações com transporte oriundo do Atlântico Sul. Esses resultados mostram o importante papel das forçantes locais para a precipitação na costa leste da AS e para descargas dos rios de uma importante bacia do Brasil. Em síntese, os resultados apresentados neste estudo definem a contribuição relativa das componentes associados ao ENOS e não-ENOS na determinação dos padrões sazonais da precipitação e discutem seus impactos sobre a bacia do Paraná.

Palavras-chave: América do Sul, ENOS, não-ENOS, precipitação e vazão.

ABSTRACT

The anomalous seasonal patterns of interannual rainfall variability over South America (SA) and its impact on rivers in the Paraná basin associated with El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and non-ENSO (residual) components were evaluated during the 1970-2013 period. Seasonal patterns were derived from the Empirical Orthogonal Functions (EOF) analyzes applied to the series of total and residual precipitation anomalies and are referred to here as total (TOT) and residual (RES) patterns, while the associated patterns to the ENSO mode were obtained through the linear correlations between the NINO index and the precipitation anomalies on SA. In relation to the EOF patterns, the winter and autumn seasons, the first mode is associated with variations occurring in the Tropical Atlantic while the component in ENOS is defined as secondary mode. Variations in the tropical Atlantic mainly affect precipitation in the region north and northeast of Brazil, while variations in the Southwest Atlantic are modulating the precipitation between central-east and southeast of SA. On the other hand, for the spring and summer seasons, the ENSO explains most of the variability of the dominant patterns. This relationship is mainly associated with precipitation in the north, northwest and south of SA. The dynamics of these relationships involve variations in Walker's circulation and in the Pacific/ North America (PNA) and Pacific/South America (PSA) teleconnections patterns. The results confirm that in years of ENSO precipitation signals are intensified in the southeast and north of the SA, but in the absence of ENSO, the extratropical teleconnections patterns weaken leading to the reduction of precipitation. The changes in the local SST of the South Atlantic mainly modulate the circulation near the east coast of the AS that generates a dipole between the center-east and southeast of Brazil. In addition, discharges from the Parana basin rivers responded to large-scale standards. In years of ENSO, flow rates are associated with the transport of South American Low Level Jets (SALLJ). On the other hand, the discharges associated to the non-ENSO component presented strong relations with transport from the South Atlantic. These results show the important role of local forcing for the precipitation on the east coast of the AS and for discharges of the rivers of an important basin of Brazil. In summary, the results presented in this study define the relative contribution of the components associated to ENOS and non-ENOS in the determination of the seasonal patterns of precipitation and discuss their impacts on the Paraná basin

Keywords: South America, ENSO, non-ENSO, rainfall and discharges.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
1.2 OBJETIVOS	16
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	17
2.1 – Padrões Sazonais da Precipitação sobre a AS e sua variabilidade interanual.....	17
2.2 Variabilidade da vazão da bacia do Paraná e sua associação com a precipitação	20
3. DADOS E MÉTODOS.....	23
3.1 DADOS.....	23
3.1.1 Dados da Precipitação e Variáveis Atmosféricas e Oceânicas	23
3.1.2 Dados de Vazão Precipitação.....	24
3.2 MÉTODOS	24
3.2.1 Correlações Entre O Índice Nino 3.4 e os Campos Da Precipitação, Campos Globais Oceânicos e Atmosféricos.	26
3.2.2 Relação entre os padrões de precipitação e o índice Niño 3.4.....	27
3.2.3 Correlação Entre as Componentes Principais e Campos Globais.....	27
3.2.4 Seleções de Anos Extremos das Componentes Principais.....	27
4. RESULTADOS	30
4.1 Correlações Espaciais entre o Índice ININO 3.4 e a Precipitação e Campos Atmosféricos e Oceânicos.....	30
4.2 Padrões de precipitação TOT e RES e suas relações com o ININO 3.4.....	39
4.2.1 Séries Temporais.....	39
4.2.2 Correlações das Séries Temporais	42
4.3 Análises de Funções Ortogonais Empíricas da Precipitação e sua relação com os Campos Globais	44
4.3.1 Análise para o Inverno Austral – JJA	44
4.3.2 Análise para a Primavera – SON	53
4.3.3 Análise para o verão – DJF.....	61
4.3.4 Análise para Outono – MAM	72
4.3.5 Principais Resultados.....	81
4.4. Precipitação e sua relação com a Vazão da Bacia do Paraná	89

4.4.1 Primavera Austral – SON	89
4.4.2 – Sub- Bacia: PARANÁ-PARANAPANEMA.....	89
4.4.3 – Sub- Bacia: RIO GRANDE	92
4.4.4 – Sub- Bacia: RIO PARANÁ	94
4.4.5 Principais Resultados – SON.....	97
4.5 Verão Austral – DJF	100
4.5.1 – Sub- Bacia: PARANÁ – PARANAPANEMA.....	100
4.5.2 – Sub- Bacia: RIO GRANDE	102
4.5.3 – Sub- Bacia: RIO PARANÁ	104
4.5.4 Principais Resultados – DJF	107
5. CONCLUSÃO.....	110
6. REFERÊNCIAS	114
ANEXO A	119

LISTA DE ABREVIACOES E SIGLAS

AMJ – Abril, Maio, Junho

AS – América do Sul

AST – América do Sul Tropical

AT – Atlântico Tropical

ATN – Atlântico Tropical Norte

ATS – Atlântico Tropical Sul

CP – Componentes Principais

DAS – Dipolo do Atlântico Sul

DJF – Dezembro, janeiro, fevereiro

ENOS – El Niño - Oscilao Sul

EOF – Funoes Ortogonais Empíricas

ERSST – Extended Surface Reconstructed Sea Temperature

GPCC - Global Precipitation Climatology Centre

HS – Hemisfério Sul

JBN – Jatos de Baixos Níveis

JBNAS – Jatos de Baixos Níveis da América do Sul

JJA – junho, julho, agosto

MAM – março, abril, maio

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

OAN – Oceano Atlântico Norte

OAS – Oceano Atlântico Sul

OAT – Oceano Atlântico Tropical

PE – Pacífico Equatorial

PT – Pacífico Tropical

SMAS – Sistema de Mono da América do Sul

SON – setembro, outubro, novembro

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Anos selecionados através das componentes principais totais e residuais para DJF.....	28
Tabela 2: Anos selecionados através das componentes principais totais e residuais para SON. ...	29
Tabela 3: Correlação da Componente Principal (CP) com o índice do ININO 3.4.	43
Tabela 4: Correlação CP's TOT e CP's (RES).....	44

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de precipitação: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%..... 31
- Figura 2: Correlação entre as anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de fluxo de umidade integrado verticalmente: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 32
- Figura 3: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM): (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%..... 33
- Figura 4: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM): (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%..... 35
- Figura 5: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de ômega: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%..... 36
- Figura 6: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de PSI (200hPa): (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%..... 38
- Figura 7: Séries temporais da precipitação: JJA ((a) CP1 TOT; (b) CP1 RES); (c) CP2 TOT (d) CP2 RES); SON ((e) CP1 TOT; (f) CP1 RES); (g) CP2 TOT (h) CP2 RES)); DJF ((i) CP1 TOT; (j) CP1 RES); (k) CP2 TOT (l) CP2 RES)); MAM ((m) CP1 TOT; (n) CP1 RES); (o) CP2 TOT (p) CP2 RES)..... 41
- Figura 8: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de JJA para o período 1970-2013: (a) EOF1 TOT; (b) EOF1 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 45

Figura 9. Correlação das Componentes Principais com os campos globais para JJA: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP1 TOT e (f) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%..... 47

Figura 10: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para JJA: (a) CP1 TOT; (b)CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 48

Figura 11: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de JJA para o período 1970-2013: (a) EOF2 TOT; (b) EOF2 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 50

Figura 12: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para JJA: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP2 TOT e (e) CP2 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP2 TOT e (f) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%..... 52

Figura 13: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para JJA: (a) CP2 TOT; (b)CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 53

Figura 14: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de SON para o período 1970-2013: (a) EOF1 TOT; (b) EOF1 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 55

Figura 15: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para SON: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP1 TOT e (f) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%..... 57

Figura 16: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para SON: (a) CP1 TOT; (b)CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos

(negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 58

Figura 17: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de SON para o período 1970-2013: (a) EOF2 TOT; (b) EOF2 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 60

Figura 18: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para SON: (a) CP2 TOT; (b)CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 61

Figura 19: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de DJF para o período 1970-2013: (a) EOF1 TOT; (b) EOF1 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 63

Figura 20: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para DJF: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP1 TOT e (f) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 65

Figura 21: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para DJF: (a) CP1 TOT; (b)CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 66

Figura 22: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de JJA para o período 1970-2013: (a) EOF2 TOT; (b) EOF2 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 68

Figura 23: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para JJA: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP2 TOT e (e) CP2 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP2 TOT e (f) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 70

Figura 24: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para DJF: (a) CP2 TOT; (b)CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 71

Figura 25: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de MAM para o período 1970-2013: (a) EOF1 TOT; (b) EOF1 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 73

Figura 26: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para MAM: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP1 TOT e (f) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 75

Figura 27: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para MAM: (a) CP1 TOT; (b)CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 76

Figura 28: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de MAM para o período 1970-2013: (a) EOF2 TOT; (b) EOF2 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 77

Figura 29: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para MAM: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP2 TOT e (f) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 79

Figura 30: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para MAM: (a) CP1 TOT; (b)CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 80

Figura 31: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Paranapanema para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos). 90

Figura 32: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Paranapanema para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos). 91

Figura 33: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Grande para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos). 93

Figura 34: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Grande para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos). 94

Figura 35: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Paraná para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos). 95

Figura 36: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Paraná para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos). 96

Figura 37: Composição do fluxo de umidade integrado verticalmente na atmosfera para os anos positivos e negativos selecionados na tabela 1 no trimestre de SON. O fluxo de umidade é referente aos modos da CP1 TOT: (a) anos positivos; (b) anos negativos. A CP1 RES: (c) anos positivos; (d) anos negativos. E para o modo da CP2 TOT: (e) anos positivos; (f) anos negativos. A CP2 RES (g) anos positivos; (h) anos negativos. Preenchidos em tons vermelhos (azuis) representam valores positivos (negativos) da divergência do fluxo de umidade. 99

Figura 38: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Paranapanema para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos). 101

Figura 39: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Paranapanema para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos). 102

Figura 40: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Grande para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos)..... 103

Figura 41: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Paranapanema para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos)..... 104

Figura 42: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Paraná para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos)..... 105

Figura 43: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Paraná para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos)..... 106

Figura 44: Composição do fluxo de umidade integrado verticalmente na atmosfera para os anos positivos e negativos selecionados na tabela 1 no trimestre de DJF. O fluxo de umidade é referente aos modos da CP1 TOT: (a) anos positivos; (b) anos negativos. A CP1 RES: (c) anos positivos; (d) anos negativos. E para o modo da CP2 TOT: (e) anos positivos;(f) anos negativos. A CP2 RES (g) anos positivos;(h) anos negativos. Preenchidos em tons vermelhos (azuis) representam valores positivos (negativos) da divergência do fluxo..... 109

1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, estudos para entender as causas e a variabilidade da precipitação continental em diferentes escalas de tempo são considerados um grande desafio para os meteorologistas, em especial para os climatologistas. O maior intuito desses estudos é o aumento da previsibilidade de fenômenos climáticos, como déficit ou excesso de chuvas, que geram diretamente impactos sociais e econômicos a um país.

A distribuição das terras sul-americanas em diferentes latitudes e com formas de relevo variadas proporcionam a atuação e o desenvolvimento de diferentes sistemas atmosféricos, que contribuem para um clima heterogêneo nesta região. Especialmente, a América do Sul (AS) possui uma distribuição com grande variação de precipitação devido a sua extensão e posição geográfica. A sua região mais chuvosa situa-se no noroeste do Brasil, que inclui grande parte da bacia Amazônica. Por outro lado, as áreas mais secas do continente estão na região oeste da AS (Chile, Peru e Argentina) e no nordeste brasileiro (Rao e Hada, 1989; Reboita *et al.*, 2010).

Sazonalmente, o Norte da AS possui uma taxa de precipitação elevada ao longo do ano. Os máximos de precipitação ocorrem no inverno e os mínimos no verão. Essa variabilidade da precipitação está associada ao deslocamento sazonal Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Reboita *et al.*, 2010). O nordeste do Brasil experimenta sua estação chuvosa no trimestre de abril, maio, junho (AMJ) e a precipitação nessa região está diretamente ligada ao posicionamento da ZCIT, que é modulada pela variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico Tropical Sul (ATS) (Rao and Hada, 1989). Por outro lado, o Sul do continente da AS possui precipitação bem distribuída ao longo do ano. Os principais sistemas que contribuem para os elevados índices de precipitação são os sistemas frontais, ciclones e frentes frias (Reboita *et al.*, 2010).

A maior parte do continente sul-americano (sudeste do Brasil, Equador e norte do Peru) possui estação chuvosa no verão austral, dezembro, janeiro, fevereiro (DJF) e estação seca no inverno, junho, julho, agosto (JJA). O máximo de chuva no verão do Hemisfério Sul (HS) é associado com uma forte convecção local, enquanto no inverno uma circulação de alta pressão gera escassez de precipitação. Assim, a convecção é fator chave no ciclo anual das chuvas nessas regiões, uma vez que a convecção tropical migra da porção central e sul da Bacia Amazônica no verão austral para o noroeste da AS no inverno (Nogues-Paegle e Mo, 2002).

Essas características sazonais definem um clima de monção na AS documentado em estudos anteriores (Carvalho *et al.*, 2004; Grimm, 2004; Grimm e Zilli, 2009; Vera *et al.*, 2006; Zhou e Lau, 1998). Quando a circulação de monção está configurada no verão austral (novembro a fevereiro) o Sistema de Monção na América do Sul atinge sua fase madura e a convecção se localiza sobre o centro do Brasil. Nessa fase, a precipitação é influenciada principalmente por uma banda de nebulosidade, denominada como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que se desenvolve desde o sul da Amazônia até o Sudeste do Brasil chegando a atingir o Oceano Atlântico Sul OAS (Vera *et al.*, 2006).

Estudos anteriores mostram que essas características sazonais do clima sobre a AS sofrem variações em escalas de tempo interanual. Nessa escala de tempo, a principal associação é com o fenômeno El Niño - Oscilação do Sul (ENOS) (Grimm, 2003; Nogueira-Paegle e Mo, 2002; Zhou e Lau, 1998). As condições de ENOS, em sua fase quente, definida com o El Niño, causam aumento (diminuição) da precipitação no sul/sudeste (norte/nordeste) da AS (Andreoli e Kayano, 2006; Grimm, 2003; Grimm *et al.*, 2000; Aceituno, 1988)

A relação entre o ENOS e a variabilidade na precipitação são mais fortes na primavera e no verão austral, já no inverno é mais enfraquecida (Grimm *et al.*, 2000). Dessa forma, a influência desse fenômeno na precipitação da AS pode ser entendida em termos das variações da TSM tropical associadas às modificações da circulação de Walker sobre as regiões do norte do continente sul-americano. Por outro lado, a geração (ou excitação) do padrão Pacífico-Sul Americano (PSA, sigla do inglês) associam-se o padrão de teleconexão sobre os subtropicais (Grimm, 2003; Mo e Higgins, 1998; Seager *et al.*, 2010)

Apesar das variabilidades da TSM associadas ao ENOS exercerem um papel central na variabilidade interanual da precipitação sobre a AS durante a primavera e verão, as variações da climatologia não associadas ao ENOS (não-ENOS) ocorrem particularmente em outras estações e com menos intensidade nas estações de verão e primavera.

O oceano Atlântico é relacionado com efeito direto do componente não-ENOS que afeta a precipitação sobre a AS. A anomalia do mesmo sinal em toda bacia do OAS, associada ao aquecimento ou resfriamento anômalo da TSM, ocasiona impactos na precipitação e circulação local. Anomalias positivas da TSM do OAS e Sudoeste são associadas às chuvas mais intensas no sudeste do continente da AS, além de influenciar na localização e intensidade da ZCAS (Pezzi e Souza, 2009).

Baseado nos argumentos apresentados, a hipótese apresentada nesse estudo é que a variabilidade da TSM atua como forçante remota e/ou local e possui relação direta com precipitação na AS. Remotamente, o Pacífico Tropical (PT) atua como fator principal, na qual

o ENOS é responsável pela modulação da precipitação em escala interanual (Vera *et al.*, 2006). De maneira local, as anomalias de TSM no Atlântico Sudoeste tem o papel de influenciar diretamente a posição e intensidade da ZCAS modulando a variabilidade de precipitação no Sudeste da AS (Grimm, 2009; Grimm e Zilli, 2009; Zilli, 2008).

Ainda, as circulações atmosféricas ou oceânicas em larga escala têm um forte impacto na variabilidade dos componentes do ciclo hidrológico. Em especial, as vazões dos rios são controladas pelos padrões e variabilidade de precipitação (Labat, 2010). Os estudos de Genta *et al.*, (1998) e Marengo *et al.*, (1998) destacam que padrões de precipitações associadas com anomalias climáticas de TSM, em escalas interanuais, influenciam nas vazões das bacias hidrográficas da AS. Isso pode ser verificado, por exemplo, em bacias do sudeste e do norte da AS que apresentaram correlações significativas com o ENOS em escala interanual (Espinoza Villar *et al.*, 2009; Labat, 2010; Marengo *et al.*, 1998).

Diante dos fortes indícios que a precipitação sobre a AS apresenta relações com a TSM dos oceanos tropicais Pacífico e Atlântico, busca-se avaliar as contribuições dos componentes do ENOS e àquelas não relacionadas ao ENOS na variabilidade da precipitação interanual da AS. Isso pode servir de subsídios para melhores previsões climáticas sobre a região. Logo, conhecendo a influência de variabilidades climáticas nos recursos hídricos e nos impactos nas atividades socioeconômicas torna-se fundamental a investigação dos principais padrões de precipitação que podem afetar a vazão das bacias da AS.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral desse projeto é estudar a variação interanual dos padrões sazonais da precipitação dependentes e independentes da variabilidade do ENOS e suas relações com a vazão de rios da bacia do Paraná. Para isso alguns objetivos específicos foram seguidos:

- identificar os principais padrões interanuais totais de variabilidade de precipitação sazonal sobre a AS;
- identificar os principais padrões interanuais de variabilidade de precipitação sazonal sobre a AS independentes do ENOS;
- investigar as relações entre os padrões de precipitação e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico;
- avaliar os mecanismos físicos associados que expliquem as relações entre os padrões de precipitação e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico;
- avaliar a relação entre os padrões interanuais da precipitação sazonal com a vazão de rios da Bacia do Paraná.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – Padrões Sazonais da Precipitação sobre a AS e sua variabilidade interanual

A precipitação na AS possui características de um clima de Monção. Esse sistema modula o clima da região sul-americana uma vez que 50% da precipitação anual ocorre no verão austral (Gan *et al.*, 2005; Taschetto e Wainer, 2008). O Sistema de Monção na América do Sul (SMAS) se estabelece no início da primavera nos meses de setembro, outubro, novembro (SON) quando é observado um desenvolvimento da convecção no noroeste da Bacia Amazônica chegando ao Sudeste do Brasil em novembro. Sua fase madura ocorre no verão (DJF) onde convecção profunda desenvolve-se em grande parte da América do Sul Tropical (AST) com os máximos de precipitação no Brasil Central. A fase de declínio do SMAS ocorre no final do verão (março-maio) no momento que a precipitação no sul da Amazônia e centro do Brasil diminuem e ocorre o deslocamento da convecção para o equador (Gan *et al.*, 2005; Vera *et al.*, 2006).

Por outro lado, o SMAS sofre grande influência de forçantes remotas e locais, tanto na precipitação como na circulação atmosférica. O ENOS é considerado a principal forçante remota da circulação global. Esse fenômeno é um sistema acoplado oceano-atmosfera de variabilidade em escala de tempo interanual que produz alterações no comportamento da TSM e mudança nos padrões dos ventos. Em relação parte oceânica, estudos pioneiros de (BJERKNES, 1969) e (Kousky *et al.*, 1984) mostram que a TSM em anos normais é relativamente fria no Pacífico Equatorial Leste e quente no Pacífico Oeste. Segundo esses autores, este comportamento é resultado da circulação anticiclônica em ambos os oceanos e o afloramento costeiro de água fria na costa oeste da AS e Peruana. Já na parte atmosférica, há uma circulação em baixos níveis denominada por (BJERKNES, 1969) de "Circulação de Walker", na qual o ar quente ascende ao longo do Pacífico Oeste e subside relativamente frio sobre o Pacífico Leste. Em anos neutros a circulação da célula de Walker possui movimentos ascendentes na região do Pacífico Central e descendentes na costa oeste da AS, os ventos alísios próximo da superfície escoam de leste para oeste e os em alta superfície de oeste para leste.

Em anos de El Niño (EN) há o aquecimento anormal das águas superficiais do Pacífico leste e o enfraquecimento dos ventos alísios que escoam de leste para oeste na região equatorial. A termoclina do Oceano Pacífico fica mais rasa no lado leste e mais profunda no lado oeste do Pacífico Tropical. Durante EN a circulação de Walker zonal equatorial é enfraquecida. O enfraquecimento da célula de Walker aumenta as TSM no Pacífico Equatorial

central e leste. A fase fria é denominada de La Niña (LN). As características anômalas de TSM, PNM, ventos, convecção e profundidade da termoclina são inversas aos do EN. Em anos de atuação de LN a TSM no Pacífico Leste permanece mais fria e há intensificação dos ventos alísios em superfície.

Os aspectos mais estudados da variabilidade interanual da Monção é sua associação com o ENOS (Zilli, 2008). Sua influência se torna maior na AS devido ao continente está próximo do equador e pelo ciclo de vida do ENOS que atinge sua fase madura no verão do HS (Robertson e Mechoso, 2000). Estudos mostram que durante o El Niño, fase quente do ENOS, a precipitação é menor do que a média climatológica no norte e maior no sudeste da AS. A anomalia negativa de precipitação no norte da AS é provocada pela circulação subsidente da célula de Walker. Enquanto, a anomalia positiva nos subtropicais pode estar associada à mudança no padrão da onda de Rossby que se origina nos trópicos, a propagação dessa onda sobre a AS gera anomalias anticiclônicas em baixos níveis sobre a AST e sudeste do Brasil (Grimm, 2004; Liebmann e Mechoso, 2011). Durante a fase fria do ENOS (La Niña) os impactos na circulação e precipitação são opostos ao do El Niño.

Os impactos do ENOS variam ao longo da estação chuvosa, enquanto na primavera e início do verão, no HS, em ano de El Niño suas influências dominam. Grimm, 2004 e GRIMM, 2009 estudaram o comportamento do El Niño nas estações de primavera e verão sobre a AS. Em janeiro ocorre uma intensa convecção em baixos níveis e uma circulação ciclônica sobre o sudeste do Brasil em resposta ao aquecimento da superfície anômalo na primavera. Em níveis superiores, anomalias de divergência e de circulação anticiclônica prevalecem. Essa circulação transporta o fluxo de umidade para a região leste-central do Brasil, gerando convergência de umidade na região. Por meio dessa dinâmica atmosférica ocorre o fortalecimento da precipitação sobre o centro-leste e a escassez de precipitação situa-se sobre o norte da AS. Em meados de fevereiro as anomalias de temperatura da superfície se tornam negativas e a precipitação sobre o centro-leste diminui, enquanto anomalias negativas (positivas) de precipitação no norte (sul) do Brasil prevalecem.

Em estudo complementar aos de (Grimm, 2004 e 2009), Grimm e Zilli, (2009) documentam a relação da variabilidade de precipitação para a primavera e verão associado ao ENOS dentro de um contexto de grande escala. Os autores utilizaram séries de precipitação para DJF e SON durante o período de 1961-2000 e análises de funções ortogonais empíricas (EOF, sigla do inglês). Seus resultados mostraram modos de variabilidade de precipitação caracterizando um padrão dipolar e inversos para a estação de primavera e verão.

O primeiro modo da primavera apresentado por (Grimm e Zilli, 2009) mostra anomalias positivas do centro-leste do Brasil alcançando o norte da AS. Enquanto anomalias negativas são presentes no sul do Brasil, norte da Argentina e Uruguai. Esse padrão é consistente com os impactos do ENOS nessa estação. O primeiro modo do verão também mostra um padrão dipolo, mas com sinais de anomalias de precipitação oposto ao da primavera. O centro-leste possui anomalias negativas e não chegam ao noroeste da AS. As anomalias positivas estão sobre a região do Sudeste da AS. Portanto, se a anomalia de precipitação é forte na primavera no centro-leste do Brasil, a anomalia de circulação inverte no pico do verão e conseqüentemente o dipolo da precipitação também é invertido.

O segundo modo para a primavera também apresenta um padrão dipolar, com anomalias negativas (positivas) sobre o norte-nordeste (centro-sudeste) da AS. Segundo as autoras, essas anomalias estão associadas a anomalias de TSM do Pacífico Leste que estão mais aquecidas e confinadas ao leste do continente sul-americano do que no primeiro modo. O segundo modo do verão apresenta fortes anomalias de precipitação negativas (positivas) no norte da AS (centro-leste do Brasil). Esse modo também está associado ao ENOS, conforme mostrada pelas correlações com a TSM do Oceano Pacífico. Em resumo, a precipitação no centro-leste do Brasil possui uma tendência de reversão para as anomalias de precipitação da primavera para o verão. Os padrões de correlações mostraram que quando chuvas acima do normal ocorrem no centro-leste na primavera o verão tende a possuir chuva abaixo do normal.

Os resultados de Grimm e Zilli (2009) também mostram que as relações entre a variabilidade interanual da precipitação sobre o sul e sudeste da AS e a TSM do Atlântico é menos evidente do que a relação com a TSM do Pacífico. A variabilidade interanual da TSM do Atlântico pode atuar como uma forçante remota, mas seu papel é evidenciado com forçante local. Sua principal influência é na localização e a intensidade da ZCAS, modulando a precipitação no centro-leste do Brasil e no sudeste do AS. O estudo de Vera *et al.*, (2006) mostram que anomalias de precipitação no verão do HS estão correlacionada com anomalias de TSM no oeste do OAS Subtropical de tal maneira que as anomalias positivas (negativas) de TSM no oeste do OAS Subtropical está associada com o transporte de umidade de latitudes tropicais para o Sudeste (leste).

A variação da TSM do oceano Atlântico também atua na modulação da precipitação sobre AS. Anomalias frias da TSM do ATN estão associadas a chuvas mais intensas do SMAS (Genta *et al.*, 1998). Bombardi e Carvalho (2011) realizaram uma análise sobre a influência da TSM do ATS sobre a variabilidade das características do SMAS em escala de tempo interanual. Seus resultados mostram um padrão dipolar na TSM no ATS.

Caracterizando na fase positiva (negativa) por TSM mais aquecida (resfriada) na região do ATS (20°S -10°S; 40°O -10°L). A fase positiva (negativa) do dipolo está associada com diminuição (aumento) da precipitação das regiões de Monção da AS e uma estação chuvosa curta (longa) sobre o Sudeste do Brasil.

Para evidenciar a relação do dipolo do ATS e a Monção os autores também realizaram uma análise dos ventos em (850hPa) para os meses de outubro e janeiro. No mês de outubro, a fase negativa do dipolo está associada com um aumento do fluxo anômalo de leste do Atlântico Equatorial e Sudoeste em direção à região oeste e sudeste do Brasil. Essa mudança na circulação aumenta o transporte de umidade do Atlântico em direção a região tropical e equatorial da AS, o que leva uma antecipação da estação chuvosa na região sudeste do Brasil, Paraguai, Bolívia e a leste do Andes. Por outro lado, a fase positiva do dipolo está relacionada a anomalias de vento de oeste do Brasil, o que é consistente com a diminuição do transporte de umidade do Atlântico. O mês de janeiro apresentou os padrões de anomalias na circulação na fase negativa do dipolo semelhante à de outubro.

Outro estudo que mostra a relação das conexões do ENOS com os modos do OAS e com a variabilidade de precipitação da AS é o de (Kayano *et al.*, 2013). Neste estudo, os autores mostram três modos de variabilidade de TSM do OAS, porém apenas o primeiro (Dipolo do Atlântico Sul - DAS) e o terceiro (Sudoeste do Atlântico Sul) apresentaram uma relação com o ENOS e foram analisados. O primeiro modo apresentou um dipolo negativo com centros positivos em 15° S e negativos em 37,5 ° S. O terceiro tem um comportamento de dipolo com valores positivos no extremo sul no OAS e negativos de 15°-45° S. Esse modo mostra que em anos de El Niño (La Niña) as águas do Atlântico próximas à costa sul do Brasil e Uruguai se aquecem (resfriam) conforme documentadas em trabalhos anteriores. De forma geral, o DAS relacionado ao ENOS tem uma fraca influência nas anomalias de precipitação sobre a AS, tendo o sinal mais forte no norte e nordeste do continente associado à ZCIT. Enquanto, o ENOS associado ao sudoeste da AS tem um efeito significativo na precipitação sobre a região sul e sudeste.

2.2 Variabilidade da vazão da bacia do Paraná e sua associação com a precipitação

As circulações atmosféricas e a variabilidade oceânica possuem um forte impacto sobre o ciclo hidrológico (Labat, 2010). Uma vez que a vazão do rio é em grande parte resultado da precipitação e da evaporação, conseqüentemente uma variabilidade interanual do clima, na qual períodos de excesso de precipitação tendem a ser seguidos por períodos de

escoamento acima da média (Marengo *et al.*, 1998). A variabilidade interanual das chuvas da AS e sua influência na vazão das suas bacias hidrográficas estão relacionadas com variabilidade da TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico. De forma geral, os rios norte da AS possui menor (maior) vazão durante El Niño (La Niña) (Espinoza Villar *et al.*, 2009). Enquanto no sudeste da AS os rios aumentam (diminuem) suas descargas em anos de El Niño (La Niña).

As descargas dos rios também são influenciadas pela variabilidade da TSM do Oceano Atlântico. Quando a TSM do ATN está mais fria ocorre maior descarga dos rios da Amazônia e do nordeste do Brasil (Ronchail *et al.*, 2005b). O Atlântico Sul tem efeito mais evidente durante a estação de seca (Marengo, 1992), quando a TSM do Atlântico Sudoeste está mais aquecida, (Labat, 2008; Ronchail *et al.*, 2005a).

Labat, (2010), realizou uma análise das escalas de variabilidade da vazão de cinco principais índices climáticos e descrevem a influência dos oceanos sobre o sistema climático. A técnica utilizada para a identificação das escalas foi análise de Wavelet no período de 1875-1994. As regiões oceânicas do estudo foram a Oscilação do Atlântico Norte, o El Niño 3.4 e a Oscilação Decenal do Pacífico. Para a AS, suas análises mostram que a vazão de grande parte do continente sul-americano está associada com flutuações na TSM do Pacífico em escala interanual de 2-8 anos. A Oscilação do Atlântico Norte parece estar associada com a descarga dos rios do norte da AS, principalmente no período entre 1920-1935.

Os principais rios da região sudeste encontram-se bacia Do Prata. Essa a segunda maior bacia hidrográfica da AS ficando atrás apenas da Bacia Amazônica. Ela está localizada em grande parte da Argentina, Bolívia, Brasil, Uruguai e todo o Paraguai. O rio Paraná é o principal afluente do Rio Do Prata e tem grande importância na geração de energia hidrelétrica. O rio Paraná começa na confluência dos rios Paranaíba e Grande no centro do Brasil e termina na confluência com o rio Uruguai que deságua no sul do Oceano Atlântico. Esse rio é dividido em três seções: o Alto, o Médio e o Baixo Paraná (Berri *et al.*, 2002).

Diversos estudos mostram que a variabilidade da vazão o rio Paraná e Paraguai apresentam componentes de variabilidade interanual (ENOS) e quase decenal (Berri *et al.*, 2002; De Almeida *et al.*, 2007; Robertson and Mechoso, 2000, 2001). Um estudo que aborda a vazão no contexto interanual é o de (Zilli, 2008), a qual mostra a relação entre o SMAS e vazão das principais bacias do centro-leste do Brasil. Se o centro-leste brasileiro possuir anomalias de precipitação negativas durante a primavera as anomalias negativas de vazão prolongam-se até o verão, principalmente na região a norte da bacia. Por outro lado, quando as anomalias da precipitação são positivas na primavera no Sul do Brasil, mesmo que de baixa

intensidade, as anomalias de vazão no verão tornam-se positivas, principalmente no sul da bacia.

As evidências do impacto do ENOS sobre a vazão no Rio Paraná indicam maiores (menores) vazões médias durante o ano de início do fenômeno e até meados do ano seguinte ao El Niño (La Niña), (Berri *et al.*, 2002; Grimm and Tedeschi, 2009). Em outro estudo, (Capozzoli *et al.*, 2017) buscou identificar os padrões de variabilidade presentes nos dados mensais de vazão de rios nas diferentes bacias brasileiras, por meio da ACP sobre os dados de vazão padronizada. Para a bacia do Paraná seus resultados mostraram correlações positivas do primeiro CP com ENOS. Isso sugere a influência desse fenômeno na vazão na região central da Bacia do Paraná, favorecendo a ocorrência de vazões maiores (menores) durante a ocorrência de eventos El Niño (La Niña).

As vazões dos rios também são fortemente influenciadas pelos processos do transporte atmosférico do vapor d'água de origem oceânica e superfícies continentais. Nesse contexto, Moura, (2015) analisou a variabilidade sazonal e interanual do transporte de umidade para a bacia do Paraná, com foco em períodos extremos de secas e cheias. Em seu estudo utilizou dados da reanálise NCEP-NCAR e o modelo de dispersão lagrangeano HYSPLIT com objetivo de rastrear as trajetórias de massas de ar no período de 41 anos (1960-1999) e também determinou as fontes e sumidouros de umidade para a bacia do Paraná.

Seus resultados mostraram que o Atlântico Sul Tropical é a principal fonte de umidade para a bacia do Paraná na primavera. Por outro lado, o Atlântico Norte é a maior origem da umidade que alimenta as chuvas na bacia durante o verão. Em suas análises realizadas, sugerem que o posicionamento da ZCAS durante a estação chuvosa é a causa para variação das precipitações e conseqüentemente das vazões da Bacia do Paraná. No verão, a região do Atlântico Norte, que apesar de não ser a principal fonte, modula a precipitação sobre a bacia.

A relação o ENOS como fonte e sumidouros para a bacia do Paraná não foi observado um padrão fixo de comportamento. Nem todas as ocorrências de El Niño implicaram em eventos de cheia, no entanto a maior parte das maiores descargas foi concomitantemente com os anos de El Niño.

3. DADOS E MÉTODOS

3.1 DADOS

3.1.1 Dados da Precipitação e Variáveis Atmosféricas e Oceânicas

Nesse estudo foram utilizados dados mensais de precipitação no período de 1970-2013. A série de precipitação utilizada é do Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) na versão 7 (V7), disponível no período de 1901 até o presente (Schneider *et al.*, 2011). Esse conjunto de dados de 1901-2013 é produto de dados completo (V7), com base em 67.200 estações em todo o mundo o que representa uma duração de registro de 10 anos ou mais. Esse produto contém os totais mensais em uma grade regular com uma resolução espacial de $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ de latitude por longitude. Tal dado está disponível no endereço eletrônico <https://www.esrl.noaa.gov>.

As séries mensais de TSM globais constituído de uma grade de 2° de latitude por 2° de longitude, do Extended Surface Reconstructed Sea Temperature (ERSST), reconstruídas pela National Oceanic and Atmospheric Agency (NOAA) foram também usadas. Essa série está disponível em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v4.html> para o período janeiro/1854 a fevereiro/2017. Para a TSM a área considerada para este estudo foi sobre as regiões dos oceanos Atlântico e Pacífico (50°S - 50°N ; 0 - 120°L).

As demais variáveis atmosféricas são de origem de produtos de reanálise descrito por (KALNAY; 1996). Os dados são fornecidos pelo NCEP/NCAR, com a resolução horizontal de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ longitude por latitude para o período de 1948 até o presente, disponíveis em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Nesse estudo, foram usados campos de PNM; ômega em 500 hPa e componentes zonal e meridional do vento e umidade específica com 8 níveis (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400 e 300 hPa). A partir desses componentes foram calculados os fluxos de umidade integrados verticalmente na atmosfera (de 1000 hPa até 300 hPa) e fluxos divergente por meio da equação abaixo. Também foram usados dados de função de corrente com a grade gaussiana de 192×94 pontos no nível sigma 0,2101 (equivalente ao nível de 200 hPa), disponível em <ftp://ftp.cdc.noaa.gov>.

O transporte de umidade zonal e meridional integrado verticalmente na coluna atmosférica entre 8 níveis da atmosfera foi calculado da seguinte maneira:

$$Q_u = -\frac{1}{g} \int_{1000}^{300} q u dp$$

$$Q_v = -\frac{1}{g} \int_{1000}^{300} q v dp$$

na qual ‘u’ e ‘v’ são as componentes zonal e meridional do vento respectivamente, ‘P’ é a pressão, ‘G’ aceleração da gravidade e ‘Q’ umidade específica. Enquanto, o fluxo de umidade divergente é calculado na seguinte equação:

$$Div f u = \nabla \cdot \vec{Q}$$

3.1.2 Dados de Vazão e Precipitação

As séries temporais de vazão são de origem da Agência Nacional de Águas (ANA). A ANA possui em média 1200 estações fluviométricas no período de 1900-2016. Os quais podem ser acessados em <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>. Porém, os dados diários de vazão para a bacia do Paraná foram obtidos junto ao grupo de pesquisas: Laboratório de Eventos Atmosféricos Extremos. Os dados de vazão foram adquiridos de forma já organizados, isto é, separados por dados de vazão reais e estimados. Nesse estudo apenas dados reais foram utilizados. O período usado é de 1970-2013 para um total de 21 estações fluviométricas. Das 21 estações, 3 estão localizadas na sub-bacia do Paranapanema, 6 na sub-bacia do Rio Grande e 12 na do Rio Paraná. Essas estações foram escolhidas de acordo com a disponibilidade de dados, uma vez que o período estudado é 44 anos.

Os dados das estações pluviométricas também são de origem da ANA e também foram obtidas pelo grupo de pesquisas Laboratório de Eventos Atmosféricos Extremos. Os dados são concentrados no período de 44 anos (1970-2013) para cada bacia. Foram utilizadas no total 15 estações pluviométricas. Das 15 estações, 3 estão localizadas nas margens do Paraná-Parapanema, 5 no Rio Grande e 7 no Rio Paraná. As estações foram selecionadas de acordo com a disponibilidade de dados de cada sub-bacia.

3.2 MÉTODOS

A metodologia desse trabalho consistiu no uso de diferentes técnicas estatísticas. Inicialmente, foi calculada a climatologia mensal dos dados de precipitação, TSM, variáveis atmosféricas e vazões para o período 1970-2013. Em seguida, as anomalias mensais com a remoção do ciclo anual foram obtidas para todas as variáveis.

Uma vez calculadas as anomalias mensais, foram obtidas as anomalias sazonais da precipitação em cada ponto de grade da área de estudo para os trimestres de JJA, SON, DJF e MAM. Em seguida das séries de anomalias sazonais de precipitação foram removidas a tendência linear e, então normalizadas pelo do desvio padrão sazonal. As séries de anomalias sazonais normalizadas foram então avaliadas considerando as anomalias totais e as anomalias sem a influência do ENOS.

Para eliminar o efeito do ENOS nas séries trimestrais da precipitação construiu-se um índice de anomalias de TSM na área da região do Pacífico Equatorial. O índice do El Niño (ININO 3.4) é definido como a média espacial das ATSM sobre a região delimitada entre 5°S - 5°N e 170°W – 120°W. para o período de 1970 a 2013.

Em seguida utilizou-se a equação de regressão linear para obter a matriz de anomalia de precipitação sem o sinal do ENOS. A regressão foi realizada entre os índices do ININO 3.4 e anomalia de precipitação em cada ponto de grade da área de estudo baseado na metodologia de (ASHOK *et al.*, 2003). Dessa forma, usando a equação (2), foi obtida a anomalia da precipitação residual, após a eliminação do índice ININO 3.4.

$$I_{prec} = APREC - r \left[\frac{std(APREC)}{std(ININO3.4)} \right] ININO3.4$$

Na qual, I_{prec} é a série de anomalia da precipitação residual. APREC anomalia da precipitação. O termo 'r' representa a correlação entre a APREC e o ININO34 no período de 44 anos e o 'std' desvio padrão. A partir desse ponto obtêm-se, para cada trimestre, séries de anomalias de precipitação total (TOT) e residual (RES), ou seja, sem o sinal do ENOS, respectivamente.

O próximo passo consistiu na obtenção dos padrões espaciais da precipitação. Para isso, as análises das Funções Ortogonais Empíricas (EOF, sigla em inglês) foram aplicadas às séries temporais sazonais das anomalias de precipitação TOT e RES. Essa técnica é particularmente útil para identificar a variabilidade temporal e espacial de um conjunto de dados. O principal objetivo do uso dessa técnica foi identificar os modos dominantes de variabilidade da precipitação sobre a AS.

A EOF permite encontrar através de uma matriz de correlação os padrões físicos que mais representam a série de dados. O resultado do cálculo da EOF produz dois importantes resultados: o autovetor que indica a principal direção da variação dos dados, isto é, o modo principal como os dados variam no espaço e a componente principal (CP) que indica a variação temporal dos dados para cada modo. Outro importante resultado da EOF consiste na variância. A variância é obtida através da combinação de vários modos até a condição

máxima ser atingida. Dessa forma, o primeiro modo é uma combinação linear normalizada das variáveis originais e representa a máxima porcentagem da variância (WILKS, 1995). O mesmo procedimento é adotado nos modos de ordem menor. Ao utilizar a análise de EOF é importante identificar os modos independentes da série de dados. De acordo com (North *et al.*, 1982), um modo ‘n’ pode ser selecionado como um modo físico se seu associado autovalor é bem separado dos autovalores vizinhos. Utilizando esse critério, observamos que os dois primeiros modos apresentam padrões independentes e serão analisados. Uma descrição da técnica de EOF é apresentada no Anexo A.

Os resultados das EOF foram baseados em padrões de correlação, então realizou-se uma análise de significância estatística dos mesmos. Ainda, para as discussões de EOF, assumem-se amplitudes positivas para os modos, de forma que os sinais das correlações correspondem ao sinal das anomalias. O método utilizado para encontrar a significância dos coeficientes de correlação foi o de T-Student, mostrado abaixo. Para isso, Considerou-se que o grau de liberdade é o número total de anos utilizados (44 anos). Assim, somente correlações superiores a 0,3 são significantes ao nível de 95%.

$$t = r \sqrt{\frac{N - 2}{1 - r^2}}$$

Na qual, N-2 representa os graus de liberdade, r é o coeficiente de correlação

3.2.1 Correlações Entre O Índice Nino 3.4 e os Campos Da Precipitação, Campos Globais Oceânicos e Atmosféricos.

Por meio da correlação linear foram encontradas as relações sazonais entre as anomalias de precipitação TOT e o índice ININO 3.4. Os resultados dessas análises serviram como um ‘resultado controle’. A descrição do cálculo de correlação é apresentada abaixo. Foram gerados campos espaciais de correlação para a precipitação, TSM, PNM, Ômega(500hPa) e PSI (200hPa) associados ao ENOS.

$$r = \frac{\sum x.y}{\sum(x)^2.\sum(y)^2}$$

Em que r é o coeficiente de correlação, x é a série do ININO3.4 ou CP e y as séries das demais variáveis, na qual $x' = x - \bar{x}$ e $y' = y - \bar{y}$.

3.2.2 Relação entre os padrões de precipitação e o índice Niño 3.4

Com o intuito de encontrar a contribuição do ENOS para explicar a variabilidade temporal dos padrões de precipitação obtidos nas análises de EOF realizou-se a correlação entre o ININO 3.4 com as séries temporais das CP's dos primeiros e segundos modos. Esse resultado permitiu demonstrar quanto da variabilidade da precipitação de cada modo é explicada pela variabilidade do ENOS. Também foram realizadas as correlações entre as séries temporais correspondentes aos modos de EOF TOT e RES, ou seja, CP1 TOT e CP1 RES, CP2 TOT e CP2 RES e as correlações cruzadas entre as séries temporais. Novamente buscou-se verificar a relação de cada série com as outras e quanto elas explicariam os modos encontrados.

3.2.3 Correlação Entre as Componentes Principais e Campos Globais

A técnica de correlação linear foi usada com objetivo de obter as conexões dos padrões globais com os padrões de EOF. A correlação linear foi realizada entre as séries temporais (CP's) dos primeiros e segundos modos do CP TOT e RES com os campos globais, para todos os trimestres. Para tanto, foram usadas as anomalias de TSM, PNM, fluxo de umidade, Ômega (500hPa) e PSI (200hPa) em cada ponto de grade, na região entre 50°N – 50°S dos oceanos Pacíficos e Atlântico. Dessa forma, foram obtidos todos os padrões atmosféricos em baixo e altos níveis que estão associados aos modos de EOF encontrados. Ainda, como os padrões atmosféricos são baseados em correlações, foi feita uma análise da significância estatística dos mesmos. Os mapas de correlação foram avaliados usando o Teste t de Student para 44 graus de liberdade. Assim, correlações superiores à 0,3 foram consideradas significativas no nível de confiança de 95%. Mapas de correlações separados para cada variável e por estação do ano permitem avaliar variações sazonais de seus padrões. Da mesma forma que para as análises dos modos de EOF, para as discussões desses resultados, assume-se amplitudes positivas para os modos, de forma que os sinais das correlações correspondem ao sinal das anomalias.

3.2.4 Seleções de Anos Extremos das Componentes Principais

Para relacionar os padrões de precipitação com vazão da bacia do Paraná selecionou-se os anos extremos da precipitação baseando-se nas séries de componentes principais. Para cada série de CP, (TOT e RES), foram obtidos os anos extremos positivos ($CP > 1$) e negativos

($CP < -1$). A seleção dos anos extremos foi realizada para os trimestres de SON e DJF. Período que região sudeste recebe os maiores índices pluviométricos. Os anos são apresentados na tabela abaixo.

Após a seleção dos anos extremos, positivos e negativos, foram calculadas das médias mensais da vazão e da precipitação para cada sub-bacia nos trimestres de SON e DJF. As séries da vazão e precipitação foram agrupadas por sub-bacias considerando somente as estações que possuíram maiores períodos sem falhas. Ao total foram usadas 21 estações com dados reais de vazão e 15 estações de precipitação no período de 1970-2013. Então, subdividimos a bacia do Paraná em suas sub-bacias: Paranapanema, Rio Grande e Rio Paraná. Para cada estação foi obtida a descarga e precipitação mensal, e assim o ciclo anual de cada estação. Em seguida, realizou a média dessas estações. Isso foi realizado para se obter o padrão médio de cada sub-bacia. Por fim, foram realizadas as composições do fluxo de umidade para os trimestres de SON e DJF sobre a AS, de acordo com os anos selecionados nas Tabelas 1 e 2. Assim, se obteve os padrões médios da vazão e precipitação para cada sub-bacia e fluxo de umidade sobre a AS.

Tabela 1: Anos selecionados através das componentes principais totais e residuais para DJF.

	CPI TOT		CPI RES	
	ANOS POSITIVOS	ANOS NEGATIVOS	ANOS POSITIVOS	ANOS NEGATIVOS
		1977 1978 1979 1984 1991 2003 2006	1970 1971 1975 1983 1998 2005	1977 1978 1979 1984 1989 1991 1999 2003
DJF	CP2 TOT		CP2 RES	
	ANOS POSITIVOS	ANOS NEGATIVOS	ANOS POSITIVOS	ANOS NEGATIVOS
	1978 1979 1984 1985 1999 2005 2008 2010	1972 1976 1982 1986 1997 2002 2009	1971 1979 1981 1982 1986 1988 1998 2004	1970 1983 1986 1997 1998

Tabela 2: Anos selecionados através das componentes principais totais e residuais para SON.

SON	CP1 TOT		CP1 RES	
	ANOS POSITIVOS	ANOS NEGATIVOS	ANOS POSITIVOS	ANOS NEGATIVOS
	1972	1970	1974	1976
1982	1971	1986	1981	
1983	1973	1988	1983	
1992	1974	1993	1992	
1997	1988	1994	1998	
2002	1989	2003	2001	
2009	1999		2009	
	2010			
	2011			
	CP2 TOT		CP2 RES	
	ANOS POSITIVOS	ANOS NEGATIVOS	ANOS POSITIVOS	ANOS NEGATIVOS
	1976	1972	1976	1975
	1981	1986	1985	1982
	1983	1993	1986	1983
	1992	1994	1999	2005
	1999	2002	2011	2007
	2001	2003	2013	
	2006	2007		

4. RESULTADOS

4.1 Correlações Espaciais entre o Índice ININO 3.4 e a Precipitação e Campos Atmosféricos e Oceânicos

A figura 1 representa o padrão de correlação sazonal do campo de anomalia da precipitação (APREC) com o ININO 3.4. De forma geral, todos os trimestres possuem um padrão de dipolo na precipitação entre o norte e sul da AS caracterizando o padrão de ENOS. As anomalias positivas (negativas) de precipitação estão localizadas ao sul/sudeste (norte) da AS. Em JJA grande parte da AS está no período seco, isto é, menores índices pluviométricos ocorrem nesse trimestre. No entanto, o JJA associado ao ENOS apresenta o padrão com correlações negativas sobre o leste da Colômbia, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e correlações positivas no centro do Brasil, costa oeste e sul da AS (figura 1a). No trimestre que representa o início do período chuvoso em grande parte do Brasil, em SON, figura 1b, os valores negativos de correlação estendem-se em uma faixa zonal do noroeste da AS ao nordeste brasileiro e também sobre o centro-leste do Brasil. Por outro lado, os valores positivos concentram-se ao sudeste/sul da AS. Em DJF, na estação chuvosa em boa parte do Brasil, é observado que o dipolo na precipitação associado ao ENOS sobre AS está bem configurado. Os valores de correlações negativas se restringem ao centro-norte e noroeste da AS (figura 1c), enquanto correlações positivas ocorrem no centro-leste e sul/sudeste. No trimestre de MAM as correlações negativas concentram-se no nordeste brasileiro e as positivas no sudeste e sul da AS (figura 1d). Os padrões de precipitação encontrados para todos os trimestres, figuras 1a - 1d são semelhantes aos estudos de (Kayano *et al.*, 2017), que realizaram correlações entre anomalias sazonais de precipitação e o índice do NINO 3.4 no período de 30 anos. Isso mostra que o ENOS produz forte variabilidade espacial da precipitação sobre a AS.

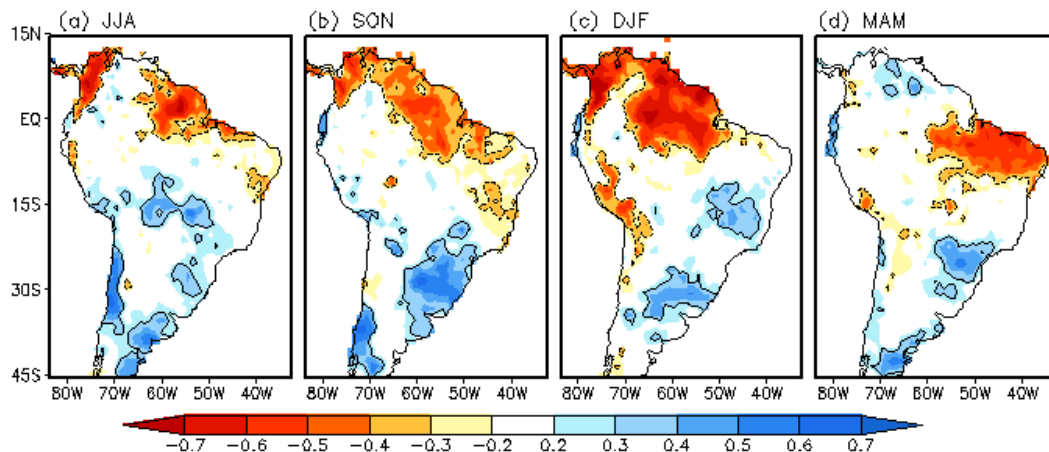


Figura 1: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de precipitação: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Associado às variações da precipitação, a Figura 2 apresenta as anomalias no campo de divergência e fluxo de umidade integrado verticalmente. O fluxo de umidade integrado verticalmente na atmosfera sofre mudanças durante o ENOS e é considerada um dos mecanismos mais importantes para a precipitação continental. Segundo (Grimm, 2003, 2009), as anomalias de precipitação na AS são explicadas por meio das anomalias de circulação e transporte de umidade para todas as estações do ano.

No trimestre de JJA valores positivos associados à divergência de umidade estão localizados ao longo da costa norte/nordeste da AS, consistente com o padrão de precipitação mostrado na figura 1. Há um acentuado transporte de umidade do Atlântico Tropical Norte em direção ao continente da AS, que é defletido para o centro do continente, região que apresenta correlações positivas de precipitação. Uma parte do transporte oriundo do Atlântico Tropical Norte passa sobre o Nordeste brasileiro e segue em direção ao centro de convergência no Atlântico Sul. Em SON, a divergência sobre o norte da AS encontra-se sobre a costa norte e se entende até o centro norte da Amazônia e oeste da AS. O transporte de umidade oriundo do Atlântico Tropical Norte mais uma vez penetra no continente sul-americano e é desviado em direção ao sudeste/sul da AS fortalecendo a precipitação nessa região. Enquanto, em DJF os centros de divergência limitam-se à costa oeste e norte da AS, é observado sobre o centro da Amazônia um sinal de divergência mais enfraquecido. Ao penetrar no continente da AS o transporte de umidade é defletido em direção ao nordeste do Brasil convergindo no oceano Atlântico adjacente a essa região. Ocorre um transporte de umidade em direção ao sul da AS

oriundos do centro do Brasil e do Pacífico Sul, esse fluxo é transportado na direção do Atlântico Sul. Já em MAM a divergência está concentrada ao centro da Amazônia e oeste da AS, enquanto umidade é transportada em direção centro-leste da AS convergindo e favorecendo as correlações de precipitação positivas na região, além disso, há um acentuado transporte de umidade do Atlântico Tropical Sul em direção ao centro de convergência no Atlântico Norte.

Em todas as estações é observado um centro de divergência no norte da AS. Esse padrão confirma as anomalias negativas de precipitação nessa região, a qual é característica do El Niño. Da mesma forma as anomalias da AS são reforçadas pela umidade transportada do centro da Amazônia, essa que também é alimentada pela umidade do Atlântico Tropical, principalmente no verão austral (DJF).

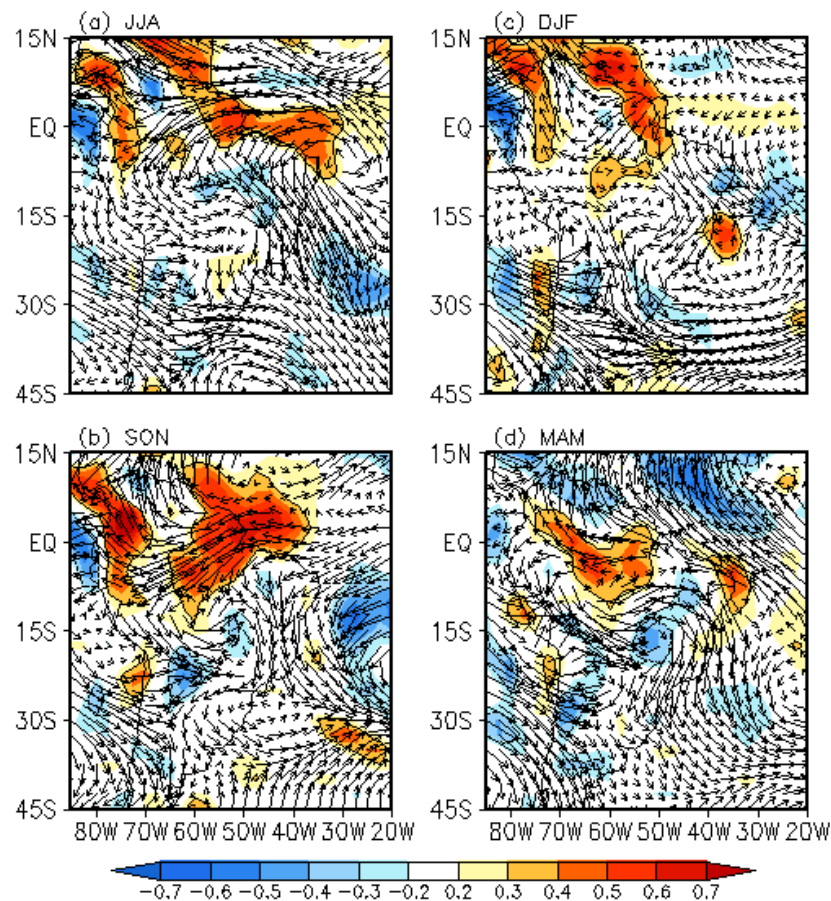


Figura 2: Correlação entre as anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de fluxo de umidade integrado verticalmente: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

A fim de estabelecer a variabilidade interanual da TSM sazonal sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Tropical associado com ININO 3.4 calculou-se a correlação entre o ININO 3.4 e a ATSM. A figura (3a) - (3d) mostra a evolução da TSM sobre o Oceano Pacífico. Em todos os trimestres as correlações positivas estão concentradas na região Equatorial da costa oeste da AS até o leste do Oceano Pacífico. Em JJA (figura 3a), trimestre que representa o início do desenvolvimento do El Niño nota-se uma correlação negativa sobre a faixa equatorial do Atlântico Sul. Essa característica está associada ao estabelecimento do gradiente de Interbacias no inverno austral (JJA) documentados em (Gonzalez *et al.*, 2013). Em SON a correlação negativa no Atlântico Tropical desaparece e surge uma correlação positiva no Atlântico Sudoeste próximo à costa leste da AS (figura 3c). Em DJF e MAM (figura 3c e 3d), quando o El Niño atinge sua fase mais intensa, é observado um padrão de correlação positiva no Atlântico Tropical Norte (ATN). Esse modo é mais fortalecido em MAM. (Kayano *et al.*, 2011), demonstram que o aquecimento do ATN é uma resposta ao aquecimento no Pacífico Tropical. Essa conexão entre essas bacias também é demonstrada por (Enfield e Mayer, 1997), os quais relatam que esse padrão é fortalecido durante a primavera e início do verão boreal.

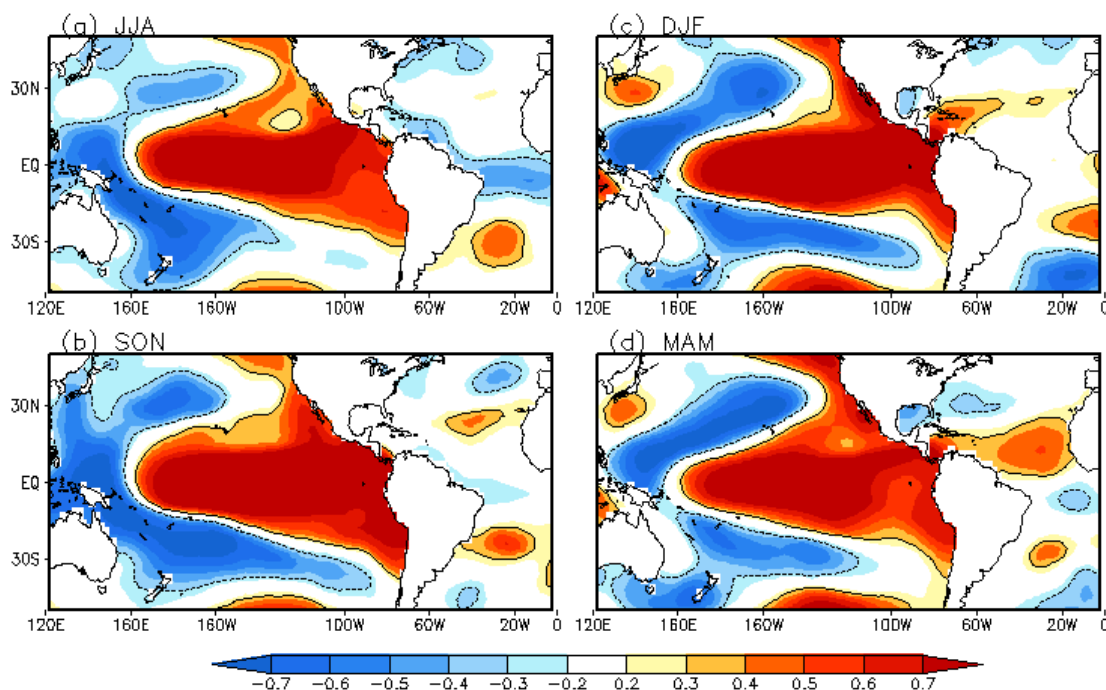


Figura 3: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM): (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

O aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial, caracterizado pelo ENOS, gera mudanças na circulação local e global e, por conseguinte, na precipitação sobre a AS. Assim, a escassez (aumento) de chuva no norte da AS está associada ao ramo subsidente (ascendente) da circulação de Walker anômala que inibem (favorecem) a formação de nuvens e consequentemente as chuvas durante anos de El Nino (La Nina), enquanto correlações positivas nos extratropicais são explicadas pela propagação da onda de Rossby e pela circulação divergente de Hadley, em sua posição anômala discutidas por (Grimm, 2003, 2009) e discutidas a seguir.

A figura 4 mostra os padrões de correlação entre o índice do Nino 3.4 e as anomalias de PNM. Em todos trimestres, foram observados um centro anômalo de baixa pressão (valores negativos) no Pacífico Tropical central e leste, e outro de alta pressão (valores positivos) no Pacífico Oeste e Atlântico Subtropical. Restritamente, nos trimestres (JJA e SON) a baixa pressão anômala é localizada sobre o Pacífico Central e leste, enquanto centros de altas pressões são restritos à Austrália, Atlântico Equatorial e Tropical Norte. A baixa pressão nesses trimestres estende-se até sul da AS. Em SON correlações negativas (associadas à baixa pressão) são observadas também no Atlântico Sul (30°-50°S).

Em DJF a baixa pressão estende-se do Pacífico Tropical Central Leste em direção à costa oeste da América do Norte, enquanto a alta pressão no Pacífico Oeste se fortalece e a do Atlântico possui seus máximos no Atlântico Tropical. Em MAM a baixa pressão restringe-se à costa leste da AS, possui menor intensidade, a alta pressão no Pacífico Oeste permanece, enquanto que a alta pressão que antes se localizava no Atlântico Tropical está posicionada no Atlântico Tropical Sul. Os centros de Altas e Baixas pressões são consistentes com os campos de TSM mostrado na figura 3. Uma vez que o aumento da TSM (correlações positivas) diminui a pressão em superfície o que gera o enfraquecimento da circulação de Walker. Essa circulação move-se para o leste no Pacífico Central onde terá seus ramos ascendente e subsidente no norte da AS e Atlântico Tropical, região de alta pressão. Consistente com os campos os campos de TSM e PNM, os campos de correlações entre o índice do ININO 3.4 e ômega em 500hPa apresentam correlações positivas (negativas) nas regiões de subsidência (ascendência) (Figura 5).

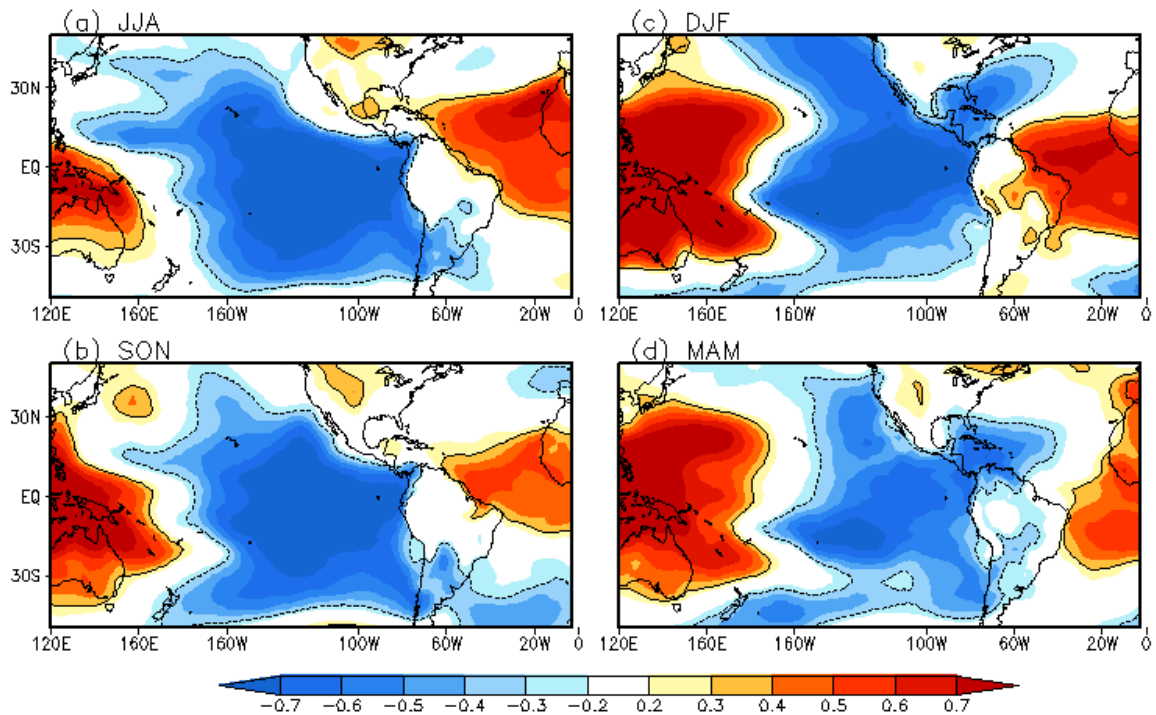


Figura 4: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM): (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

No inverno austral, JJA, os máximos da ascendência (subsistência) estão posicionados sobre o Pacífico Equatorial central (norte da Austrália e da AS) associadas com anomalias de TSM positiva (negativa). Em SON a ascendência de ar estende-se em todo o Pacífico Equatorial à medida que a subsistência diminui no nordeste do AS e intensifica-se sobre Austrália chegando ao centro do Pacífico Sul. Na fase madura do El Niño, em DJF, a ascendência de ar está em todo Pacífico Equatorial, configurando o típico padrão de El Niño, nesse período há uma região de ascendência de ar sobre América Central até o Atlântico Norte, ao mesmo tempo em que a subsistência está localizada no norte, oeste e sul do Pacífico, sobre o norte da AS e Atlântico Tropical Norte. Para MAM, as anomalias de ascendência/subsistência estão enfraquecidas em todas as regiões. A subsistência sobre o Pacífico Leste diminui e os maiores valores de correlação voltam a ficar mais restritas ao centro do Pacífico. Da mesma maneira, no norte do Atlântico Tropical as anomalias de subsistência perdem força e a ficam restritas ao nordeste da AS.

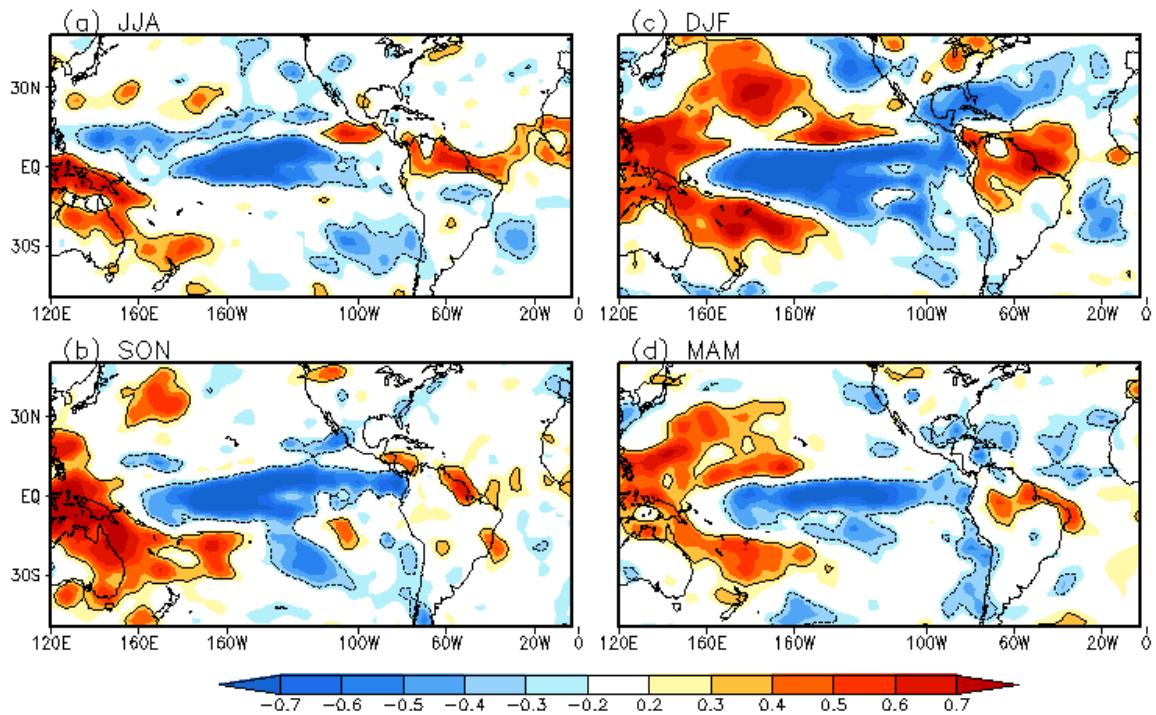


Figura 5: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de ω : (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Além das variáveis em baixos níveis, as anomalias da precipitação sobre AS associada ao ENOS também podem ser explicadas pelas anomalias de circulação em altos níveis. Dessa maneira, a figura 6a - 6d apresenta o campo de PSI (ou fluxo de Corrente) em 200hPa. Ressalta-se que centros positivos (negativos) estão associados à anticiclone e centros negativos (positivos) a ciclones no HN (HS).

Os padrões de fluxo de corrente em todas as estações (figura 6 a - d) apresentam características de circulação associada ao ENOS. A figura 6a apresenta o padrão de anomalias de PSI para inverno austral (JJA). No Pacífico Central há par de anticiclones e no Atlântico Tropical um par de ciclones, que também está posicionado sobre o continente da AS. O dipolo da circulação entre o Pacífico Equatorial central e Atlântico são consistentes com os centros de aquecimento/resfriamentos anômalos. No HS é observado o padrão de onda PSA1, essa onda desloca-se para o sul do Pacífico. Nesse trimestre o PSA1 não está bem configurado. O que predomina é dipolo entre o Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical.

Na primavera, a figura 6b apresenta uma onda no Pacífico Central e desloca-se em direção ao sul Pacífico até a AS, configurando o PSA1. O PSA1 é caracterizado por dois centros ciclônicos no Pacífico Sul: o primeiro em (30°S e 160W) e o segundo em (60° S e

120°W) e centros ciclônicos que se estende do Pacífico Sul (50° - 160°W) ao leste da AS, (60°S e 40°W). Esse padrão de onda explica o padrão da precipitação sobre a região subtropical da AS (figura 1b).

Na fase madura do ENOS, DJF, verão austral, a circulação em altos níveis parece estar mais bem configurada no Pacífico Equatorial central. Nessa região há um par de anticiclones em resposta às correlações positiva da TSM, esses ciclones estendem-se do Pacífico Leste ao Atlântico Tropical. No Pacífico Oeste observar-se um par de ciclones que estende-se ao Oceano Índico. Diferente da primavera, a propagação extratropical parece ser configurada pela onda Pacífico-Norte Americano (PNA), que é mais intensa no inverno boreal.

Em MAM ainda é possível observar o par de anticiclones (ciclones) no Pacífico Equatorial Central (Pacífico Oeste). No Atlântico Tropical um par de ciclone estende-se do nordeste da AS ao leste do Atlântico Tropical. Esse par de ciclone está associado as anomalias da precipitação negativas no nordeste brasileiro (figura 1d). Nesse trimestre, ocorre a propagação da onda na direção do Pacífico Sul, o PSA, porém com seus centros em menores intensidades, principalmente sobre a AS.

De forma geral, a figura 6a – 6.d mostra a uma resposta típica ao ENOS com um par de anticiclone no Pacífico Central associado com a TSM mais aquecida na região. A circulação em altos níveis associadas ao ENOS sofrem variações sazonais. No inverno as teleconexões associadas ao PSA1 não é bem definida, porém na primavera a propagação dessa onda é evidente. Por outro lado, no verão a propagação extratropical é associada ao PNA. Já no outono essas propagações extratropicais são menos evidenciadas e os ciclones no Atlântico Tropical modulam a precipitação no nordeste brasileiro.

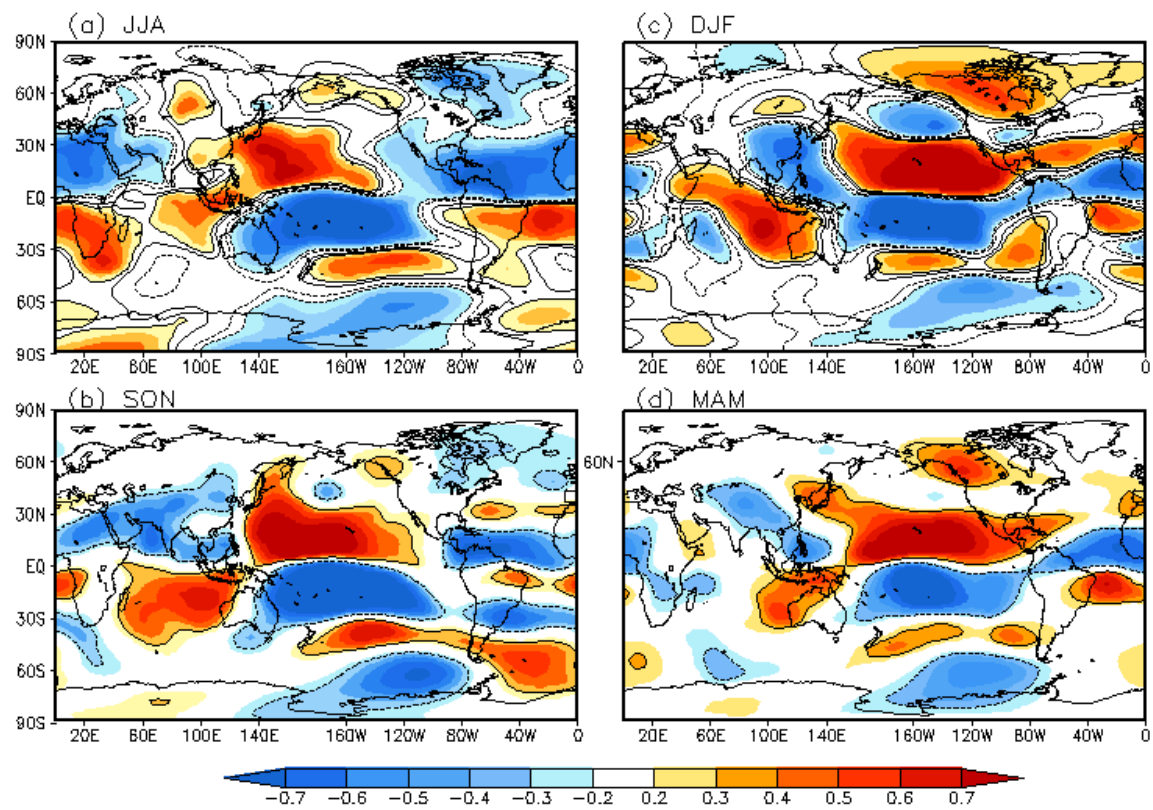


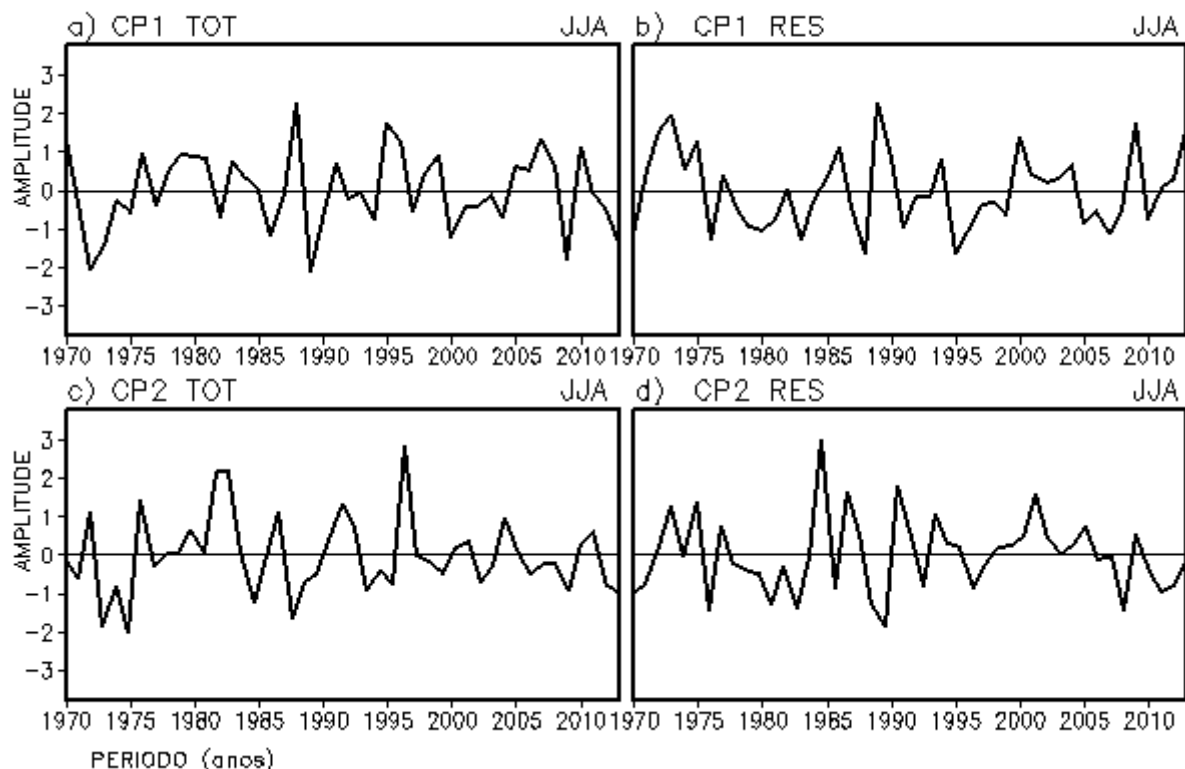
Figura 6: Correlação das anomalias sazonais do ININO 3.4 com as anomalias de PSI (200hPa): (a) JJA; (b) SON; (c) DJF e (d) MAM. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

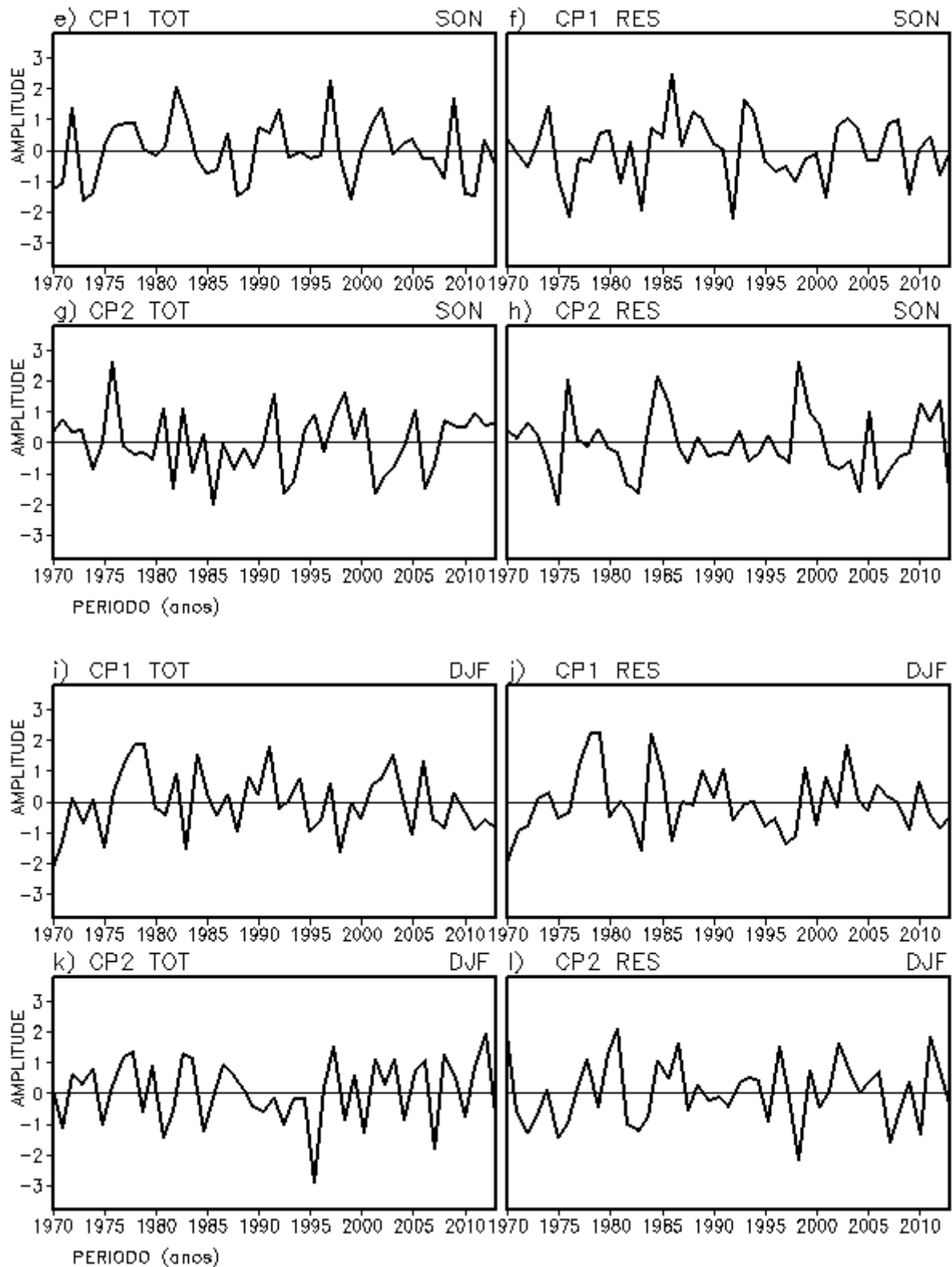
4.2 Padrões de precipitação TOT e RES e suas relações com o ININO 3.4

Para avaliar o quanto a variabilidade do ENOS explica a variabilidade dos padrões de precipitação TOT, a seguir são apresentadas as correlações entre os índices sazonais do NINO 3.4 e a CP TOT (Tabela 3). Em seguida, foi realizada correlação entre as CP's TOT e RES para obter suas relações e quanto elas explicam o modo encontrado. Também foram realizadas as correlações cruzadas, isto é, as CP's TOT do 1º modo com as CP's RES dos 2º modos (Tabela 4). A figura 7 mostra as séries temporais sazonais utilizadas nos cálculos de correlação.

4.2.1 Séries Temporais

As séries temporais mostradas abaixo apresentam a escala de variabilidade para cada estação e modo. Nos trimestres de JJA, SON e DJF as variabilidades possuem oscilações interanuais, enquanto no trimestre de MAM a variabilidade predominante é decenal sobrepostas as flutuações interanuais. As flutuações decenais ocorrem nos períodos 1970-1980, 1980-2000 e 2005-2013. Portanto, os trimestres de JJA, SON e DJF estão associados a fenômenos em escala de tempo interanual, enquanto MAM a fenômenos em escala interanual e decenal.





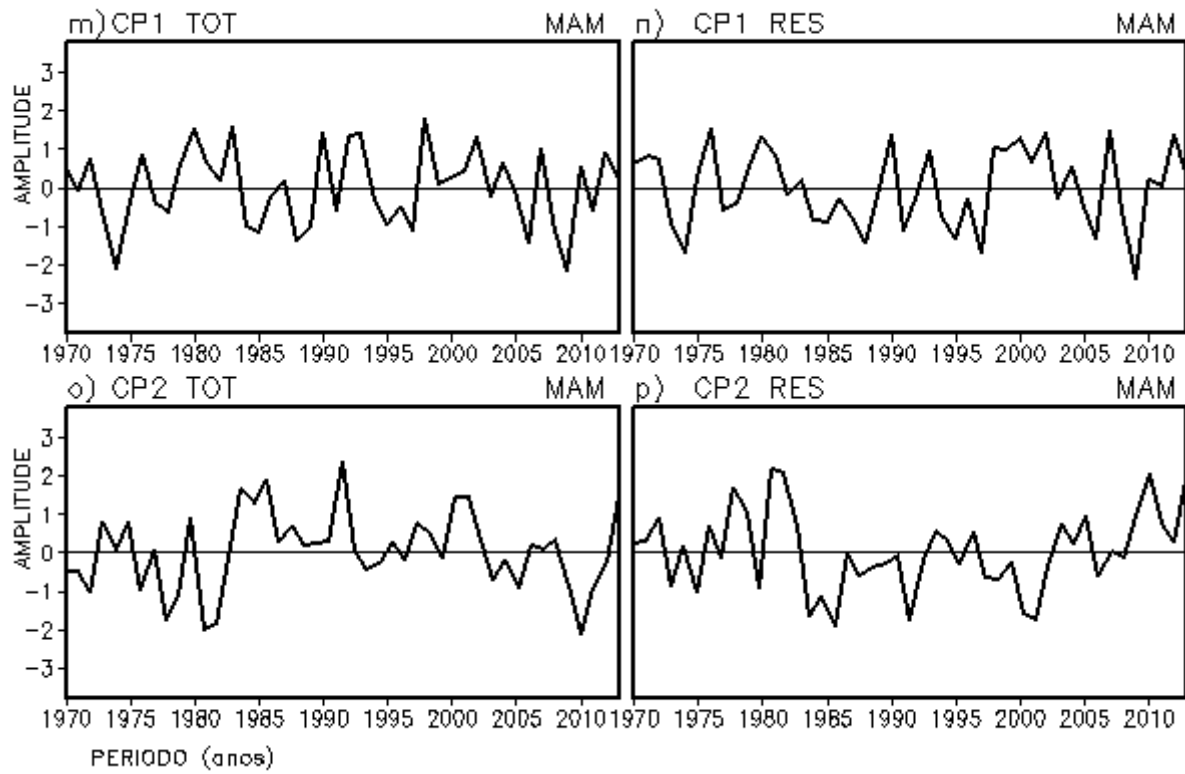


Figura 7: Séries temporais da precipitação: JJA ((a) CP1 TOT; (b) CP1 RES); (c) CP2 TOT (d) CP2 RES); SON ((e) CP1 TOT; (f) CP1 RES); (g) CP2 TOT (h) CP2 RES)); DJF ((i) CP1 TOT; (j) CP1 RES); (k) CP2 TOT (l) CP2 RES)); MAM ((m) CP1 TOT; (n) CP1 RES); (o) CP2 TOT (p) CP2 RES).

4.2.2 Correlações das Séries Temporais

A tabela 3 mostra os coeficientes de correlações entre as séries temporais CP's TOT e o ININO3.4 para todos os trimestres estudados. Ao analisar esta tabela, é possível verificar que o ENOS não explica a variabilidade associada ao primeiro modo CP1 TOT de JJA, uma vez que a correlação é de apenas de (-0.29) com o ININO 3.4. O ENOS explica apenas 8.0% desse modo, logo o padrão da EOF de JJA não está associado as ENOS. Por outro lado, com a CP2 TOT possui correlação de (0.72) indicando que o ENOS explica em torno de 51% da variabilidade do padrão de precipitação desse modo.

No trimestre de SON o ENOS explica 54% da variabilidade associada ao modo 1 encontrado, tendo a correlação significativa com o ININO 3.4 de 0,74. Esse modo possui característica similar ao efeito do ENOS sobre a AS, com o dipolo de precipitação entre o norte e sul da AS mostradas anteriormente. Enquanto, o segundo modo CP2 possui correlação negativa de (-0.22) com ENOS, mostrando que nesse modo o ENOS não é o principal fenômeno gerador da precipitação na AS, o ENOS explica apenas 8.0%.

No verão, DJF, as duas séries temporais possuem correlações significativas com ININO 3.4. A correlação entre CP1 com o ININO é de (0.61) e a CP2 possui correlação de (-0.64). O ENOS explica 37% da variabilidade associada ao primeiro modo e 41% ao segundo, isso sugere que o ENOS possui influência na precipitação interanual, porém não é o dominante. Em MAM o primeiro modo (CP1) possui um coeficiente de (0.51) com ININO 3.4, o que corresponde à uma variância explicada em torno de 26% pelo ENOS. Essa relação está associada principalmente ao sinal de precipitação no norte da AS que apresenta um padrão similar ao observado em anos de ENOS. No segundo modo, o ENOS explica aproximadamente 1%, sugerindo que essa série temporal é independente do ENOS, enquanto correlação entre a CP2 e o ININO 3.4 não apresentou valores significativos ($r=0.11$).

A tabela 4 apresenta os coeficientes de correlações entre as séries totais e residuais. Para JJA, a correlação entre as séries temporais das CP1 TOT com a CP1 RES é de -0.95. Essas séries possuem os mesmos modos de EOF, porém com sinais opostos. A correlação entre a CP2 TOT e CP2 RES possuem padrões espaciais (EOF) diferentes e a correlação entre elas é de apenas (-0.37). Assim, temos para JJA que a componente do ENOS explica 51% da variabilidade do segundo modo, enquanto que a componente residual explica em torno de 14%.

Ao analisar a relação entre as CP1 TOT com a CP1 RES e CP2 RES é observado uma correlação de -0.48 e -0,31 entre as séries temporais, respectivamente. Essa correlação pode

estar associada ao sinal de precipitação no norte da AS (figura 11). A correlação entre CP2 TOT e CP2 RES é de (0.39) esse índice de correlação está associada ao sinal de precipitação no centro-leste do Brasil. A correlação cruzada entre a CP2 TOT e CP1 RES é notado uma correlação significativa de (-0.83). Esses resultados indicam que a componente ENOS explica aproximadamente 55% da variabilidade de precipitação associada ao primeiro modo, enquanto os modos residuais explicam em torno de 23% e 9% da variabilidade. Em relação ao segundo modo, 69% da variabilidade é explicada por variações independentes do ENOS.

Para DJF a correlação entre CP1 do TOT e RES possui uma correlação de (0.76), associada ao padrão espacial de precipitação que são similares principalmente sobre o centro-leste e nordeste do Brasil. No entanto, a correlação entre CP2 TOT e CP2 RES é de apenas (0.26). Em relação à correlação cruzada apenas a CP2 TOT e CP1 RES mostram relação entre si de (0.64). Esses altos valores de correlação entre as duas séries temporais podem estar associados ao sinal de precipitação no sul da AS. Ambas a EOF1 RES e EOF2 TOT apresentam correlações negativas nessa região. Esses resultados indicam que a componente ENOS explica em torno de 36% (40%) da variabilidade de precipitação associada aos modos TOT modo1 (modo2), enquanto que a componente independente do ENOS explica em torno de 57% (40%).

As correlações da CP1 TOT e CP1 RES em MAM é de (0.85), espacialmente, esses modos possuem padrões de precipitação similares entre o norte e nordeste da AS. As correlações entre os modos CP2 TOT e CP2 RES mostraram correlações significativas de (-0.98). Esses modos apresentam padrões espaciais similares, porém, apresentam sinais opostos. As correlações cruzadas não mostraram relação significativa demonstrando que as séries temporais são independentes entre si. Esses resultados indicam que a maior parte da variabilidade de precipitação em MAM é independente do ENOS (72% e 96%), enquanto a componente do ENOS explica em torno de 25%.

Tabela 3: Correlação da Componente Principal (CP) com o índice do ININO 3.4.

		CP1	CP2
JJA	ININO 3.4	-0.29	0.72*
SON	ININO 3.4	0.74*	-0.22
DJF	ININO 3.4	0.61*	-0.64*
MAM	ININO 3.4	0.51*	0.11

(*) Coeficientes de correlação significantes ao nível de confiança de 95%.

Tabela 4: Correlação CP's TOT e CP's (RES).

		CP1 RES	CP2 RES
JJA	CP1 TOT	-0.95*	0.07
	CP2 TOT	-0.31*	-0.37*
SON	CP1 TOT	-0.48*	-0.31*
	CP2 TOT	-0.83*	0.39*
DJF	CP1 TOT	0.76*	-0.13
	CP2 TOT	0.64*	0.26
MAM	CP1 TOT	0.85*	-0.03
	CP2 TOT	-0.12	-0.98*

4.3 Análises de Funções Ortogonais Empíricas da Precipitação e sua relação com os Campos Globais

4.3.1 Análise para o Inverno Austral – JJA

Em JJA, primeiro modo da CP1 TOT e CP1 RES (figura 8a e 8b) possuem um mesmo padrão de precipitação sobre o continente da AS e uma variância explicada de (14.5%) e (15.3%) respectivamente. Esse sinal estende-se desde o norte, nordeste, centro até ao sul da AS e um sinal de anomalia oposta é observado no extremo norte. O trimestre de JJA apresenta padrão climatológico de precipitação com maiores porcentagens de precipitação ao norte do Equador e baixa porcentagem de precipitação ao sul do Equador na região da AS. Conforme apresentado na tabela 2 o alto de grau de correlação entre as séries temporais é de (-0.95) e está associado ao componente não-ENOS. Assim, exceto pelo sinal da CP, os dois padrões representam o mesmo modo de variabilidade da precipitação e estão associados a variabilidade da chuva na região Norte associadas à migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Ao analisar o campo de anomalias de fluxo de umidade (figura 8.c e 8.d) é observado no norte-noroeste da AS um centro de convergência de umidade e no nordeste do Brasil um centro de divergência, fazendo com que o fluxo de umidade seja direcionado do centro de divergência (nordeste do Brasil) ao centro convergência (norte da AS). O modo oposto de fluxo de umidade é observado no CP1 RES (figura 8.b). O centro de convergência (divergência) está situado sobre o nordeste (norte) da AS. O transporte de umidade ocorre do Atlântico Tropical que penetra no continente da AS segue em direção ao centro do continente e converge ao nordeste do Brasil.

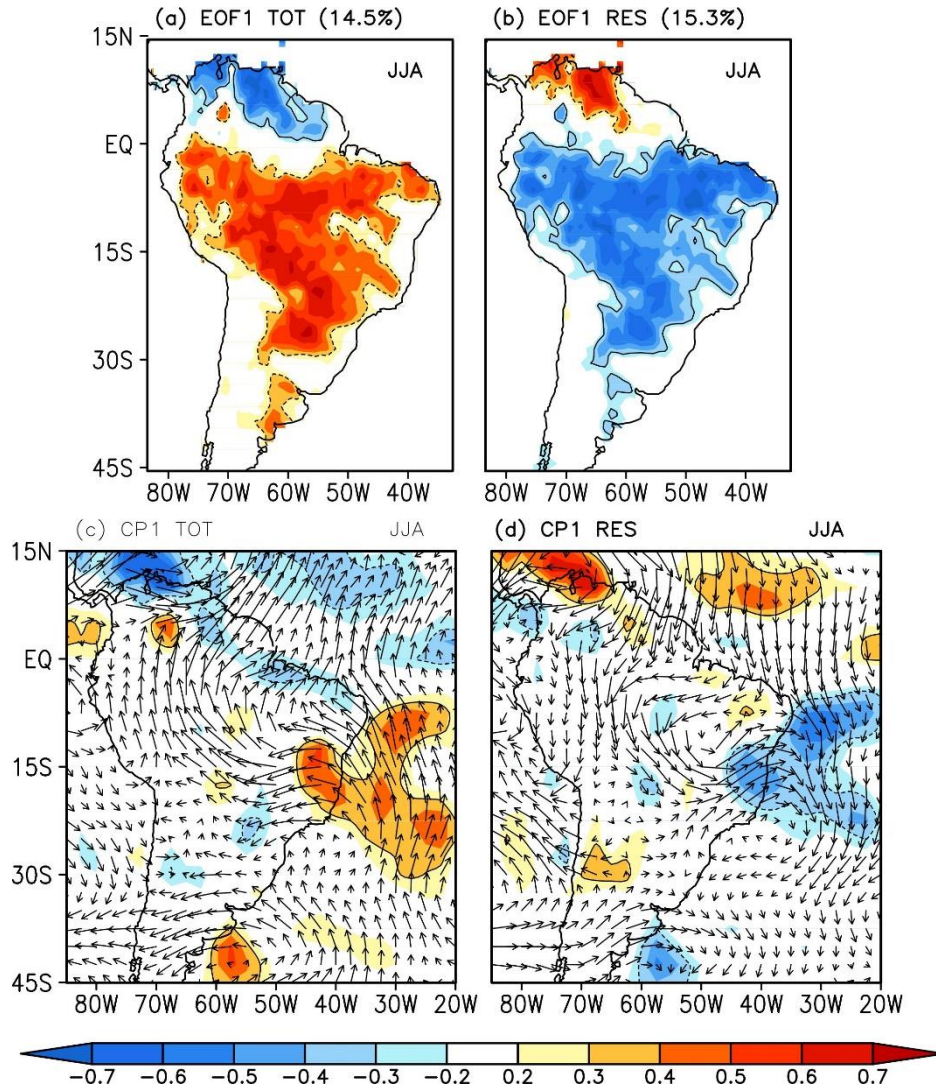


Figura 8: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de JJA para o período 1970-2013: (a) EOF1 TOT; (b) EOF1 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Associado ao campo de precipitação, anomalias positivas (negativas) de TSM são notadas no ATN oeste (próximo à costa leste do Nordeste Brasileiro), (figura 9.a – d). Similar ao campo CP1 TOT, o padrão CP1 RES apresenta variações nas mesmas regiões, porém com sinais opostos. Consistente com o padrão de TSM, o padrão de correlação para PNM (a figura 9.b) apresentam uma alta pressão em todo o Pacífico, estendendo-se da costa leste da AS até o norte do Pacífico e uma baixa pressão sobre o leste da América Central. Essa baixa pressão no leste da América Central está associada com anomalia de precipitação positiva no extremo norte da AS, na mesma forma que a figura 9e que mostra uma alta pressão ao leste da

América Central, associada a anomalias negativas da precipitação sobre o norte da AS. A CP1 RES apresenta apenas um sinal de baixa pressão sobre o leste e nordeste da AS.

A figura 9.c representa o campo de $\hat{\Omega}$ associado a CP1 TOT. Centros de ascendência estão situados sobre o Atlântico Tropical Norte, enquanto a subsidência localiza-se sobre o nordeste do Brasil. Para CP1 RES, figura 9.f, anomalias de convergência localizam-se no nordeste da AS e Atlântico Sul, enquanto anomalias positivas posicionam-se no Atlântico Tropical.

O Atlântico Tropical modula principalmente o deslocamento latitudinal da ZCIT. As interações oceano-atmosfera contribuem para o surgimento de anomalias opostas de TSM entre o norte e sul do Equador, a figura 9 (a-d) mostra o gradiente meridional que modula o deslocamento da ZCIT mais ao sul ou norte, descrito anteriormente por (Nobre and Srukla, 1996). A figura 9 (c-d) mostram o posicionamento com centros de ascendência e subsidência no Equador associado a ZCIT. Isso confirma que o modo EOF1 TOT e RES está associado a esse sistema. Consistente com o estudo de (Seager *et al.*, 2010), os padrões de variabilidade de precipitação em JJA independentes do ENOS estão associados à variações que ocorrem no Atlântico Sudoeste e Tropical.

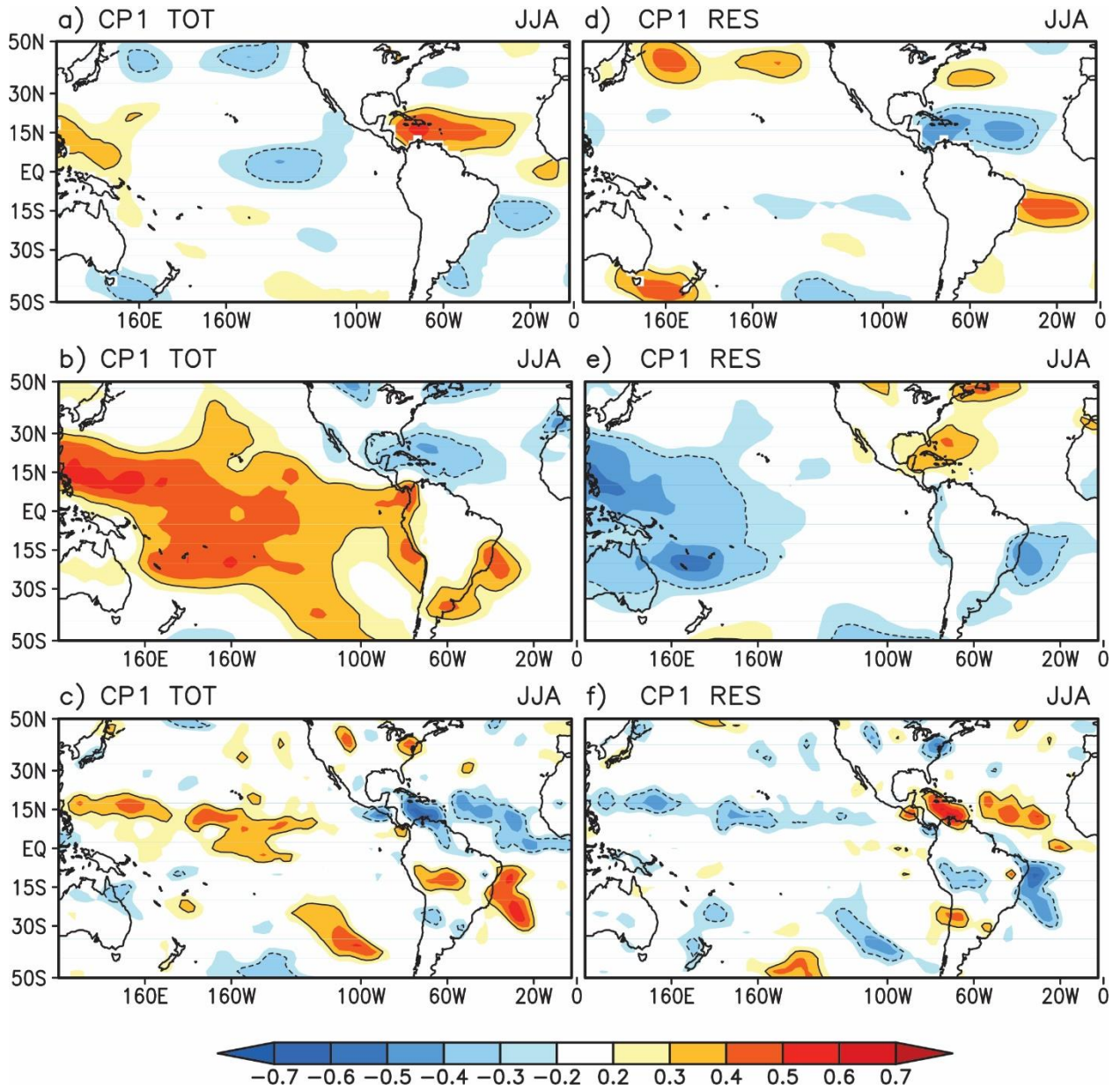


Figura 9. Correlação das Componentes Principais com os campos globais para JJA: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP1 TOT e (f) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Em relação à circulação em altos níveis, as Figura 10a e 10b representam os campos de PSI em 200 hPa para o trimestre de JJA associados aos modos CP1 TOT e CP1 RES, respectivamente. A figura 10a apresenta um padrão de onda extratropical que se origina no Oceano Índico segue em direção ao Pacífico e alcança a região da AS, o mesmo padrão de onda é observado no CP1 RES, porém com sinais opostos. Importante destacar que a

circulação da CP1 RES é deslocada mais para oeste em comparação com CP1 TOT. Além disso, não é observada nenhuma circulação sobre o Pacífico Equatorial, confirmando que o padrão de precipitação das CP1 TOT e CP1 RES não estão associados aos eventos de ENOS.

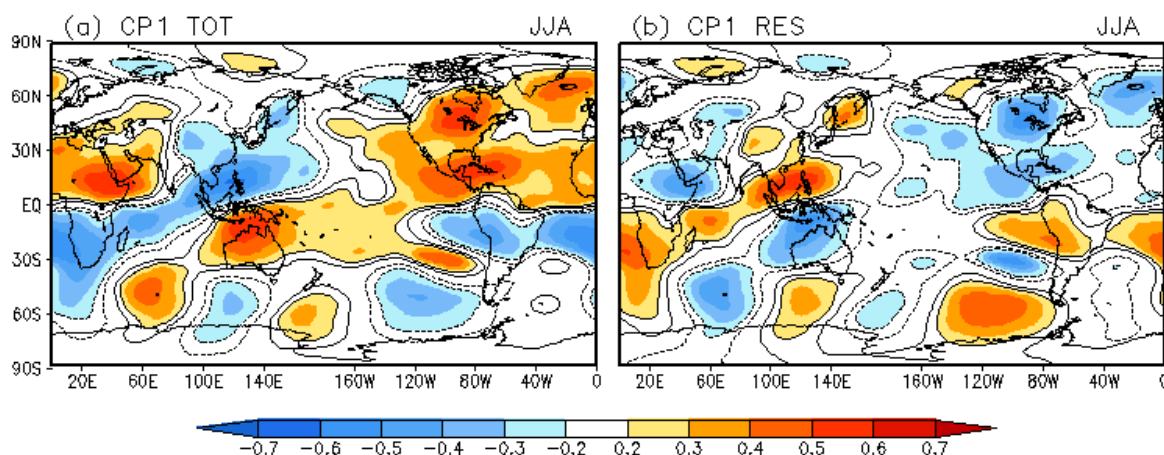


Figura 10: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para JJA: (a) CP1 TOT; (b)CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

O Segundo modo da precipitação a CP2 TOT (figura 11a) apresenta um padrão de precipitação similar ao ENOS e possui uma variância explicada de 10.8%. De fato, conforme a tabela 1 o ENOS explica em torno de (51%) da variância contida nesse modo. Correlações negativas (positivas) são observadas na região da Colômbia, centro da Amazônia e uma faixa zonal que se estende do norte ao nordeste do Brasil (no sudeste do Brasil, Uruguai e Argentina) (figura 11a). O padrão de precipitação encontrado na figura 11.a com correlação no norte e noroeste da AS, leste da Argentina e Chile possui sinais semelhantes ao estudo de (Seager et al., 2010) em JJA. Por outro lado, ao remover o sinal do NINO 3.4 (figura 10b) que possui variância de 7.1%, as correlações positivas abrangem o extremo nordeste brasileiro e sul da AS, enquanto correlações negativas posicionam-se no centro-leste do Brasil.

Durante inverno austral o Oceano Atlântico é a principal fonte de umidade para o Sul da AS, pois os Andes e o Planalto da Bolívia impedem o transporte em baixos níveis do Pacífico para o sul do Brasil, então as principais fontes para essa região é o Oceano Atlântico e a região Tropical do Continente (Grimm, 2009). Nesse contexto, os campos de anomalias de divergência e do fluxo de umidade são apresentados nas Figura 11c e d.

O modo da CP2 TOT (figura 11c) possui divergência de umidade ao norte-nordeste da AS. Associada à essa divergência, o fluxo de umidade é direcionado para o centro da Amazônia que por sua vez é direcionado ao sudeste da AS devido à presença dos Andes. Essa divergência ao norte é consistente com as anomalias negativas de precipitação encontradas na figura 11a, da mesma forma que as anomalias positivas de precipitação no sudeste estão associadas à região de convergência oriunda da Amazônia. Para o modo 2 RES é possível observar que umidade do Oceano Atlântico Sul é transportada para centro-leste do Brasil associado à circulação anticiclônica sobre o sudeste da AS. Assim, próximo à costa leste do Brasil há um centro de divergência associado ao ramo norte dessa circulação que flui em direção ao sudeste da AS (região que tem um centro de convergência). O centro-anticiclônico transporta umidade do Oceano Atlântico, região de divergência, para o centro-leste e nordeste do Brasil. Esse transporte propicia o padrão de precipitação encontrado na figura 11.b, na qual apresenta anomalias negativas (positivas) de chuva no centro-leste (sudeste) da AS.

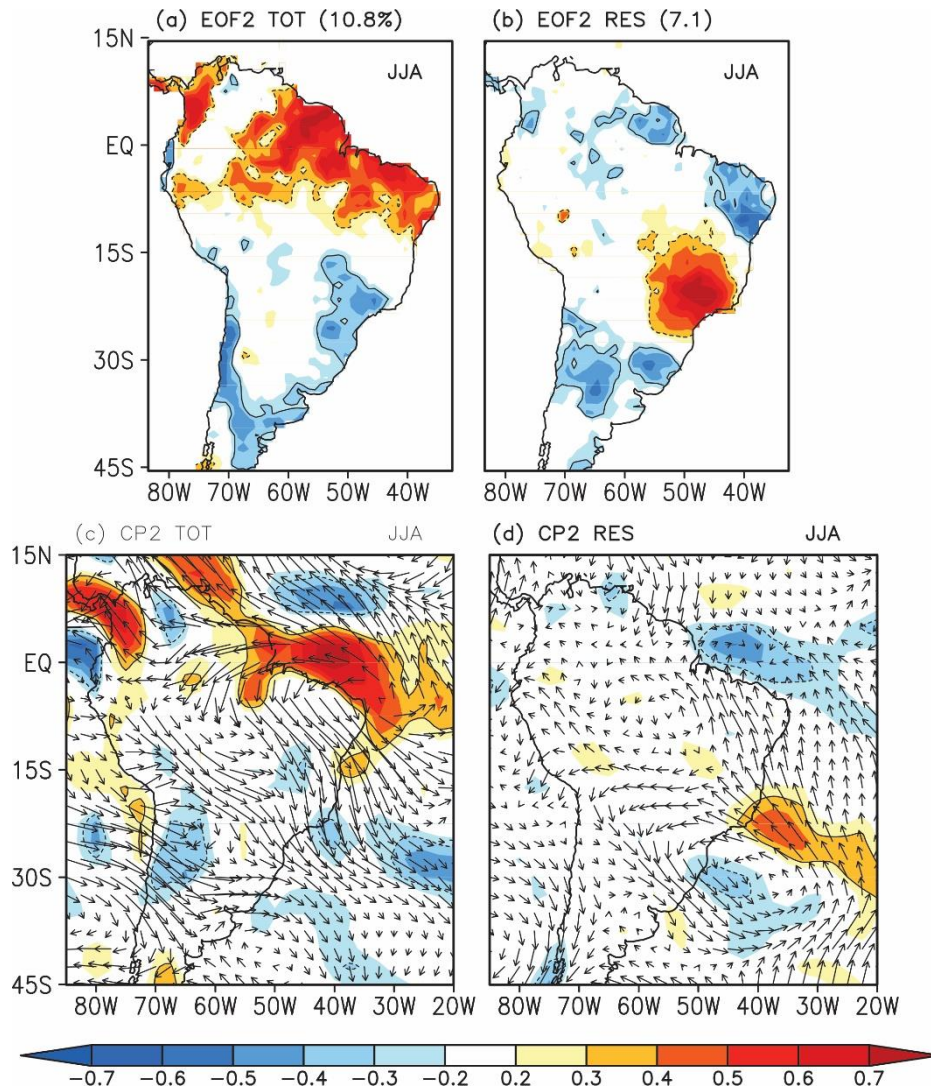


Figura 11: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de JJA para o período 1970-2013: (a) EOF2 TOT; (b) EOF2 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

As anomalias de TSM confirmam o descrito anteriormente, que o modo CP2 TOT está associado ao El Niño. A figura 12a apresenta um padrão típico desse fenômeno. Anomalias positivas de TSM ocorrem no Pacífico Equatorial, porém as máximas anomalias estão junto à costa oeste da AS. No Atlântico Tropical e Pacífico Oeste notam-se anomalias negativas. Esse padrão define o gradiente interbacias do Pacífico e Atlântico discutido em estudos anteriores. Por outro lado, a figura 12d correlações positivas são encontradas no Atlântico Sul, porém não significativas.

Novamente, os campos de PNM e Ômega (figura b-c) confirmam a relação da CP2 TOT com ENOS. A figura 12.b representa as anomalias de PNM associada a CP2 TOT. A

baixa pressão no Pacífico Leste possui seus máximos centrados na costa oeste da AS, mesma região de máximas anomalias de TSM. Os centros de Alta pressão associadas às ATSM fria estão localizados no Pacífico Oeste (Austrália) e no Atlântico Tropical. Os centros de ascendência/subsidência de ar associados as ATSM também são verificadas no campo de Ômega (figura 12.c), a qual mostra que o centro de ascendência está confinado no Pacífico Equatorial e os centros de divergência no Pacífico Oeste e no norte/nordeste da AS, confirmando que a escassez de chuva nessa região está associada ao ramo subsidente da célula de Walker.

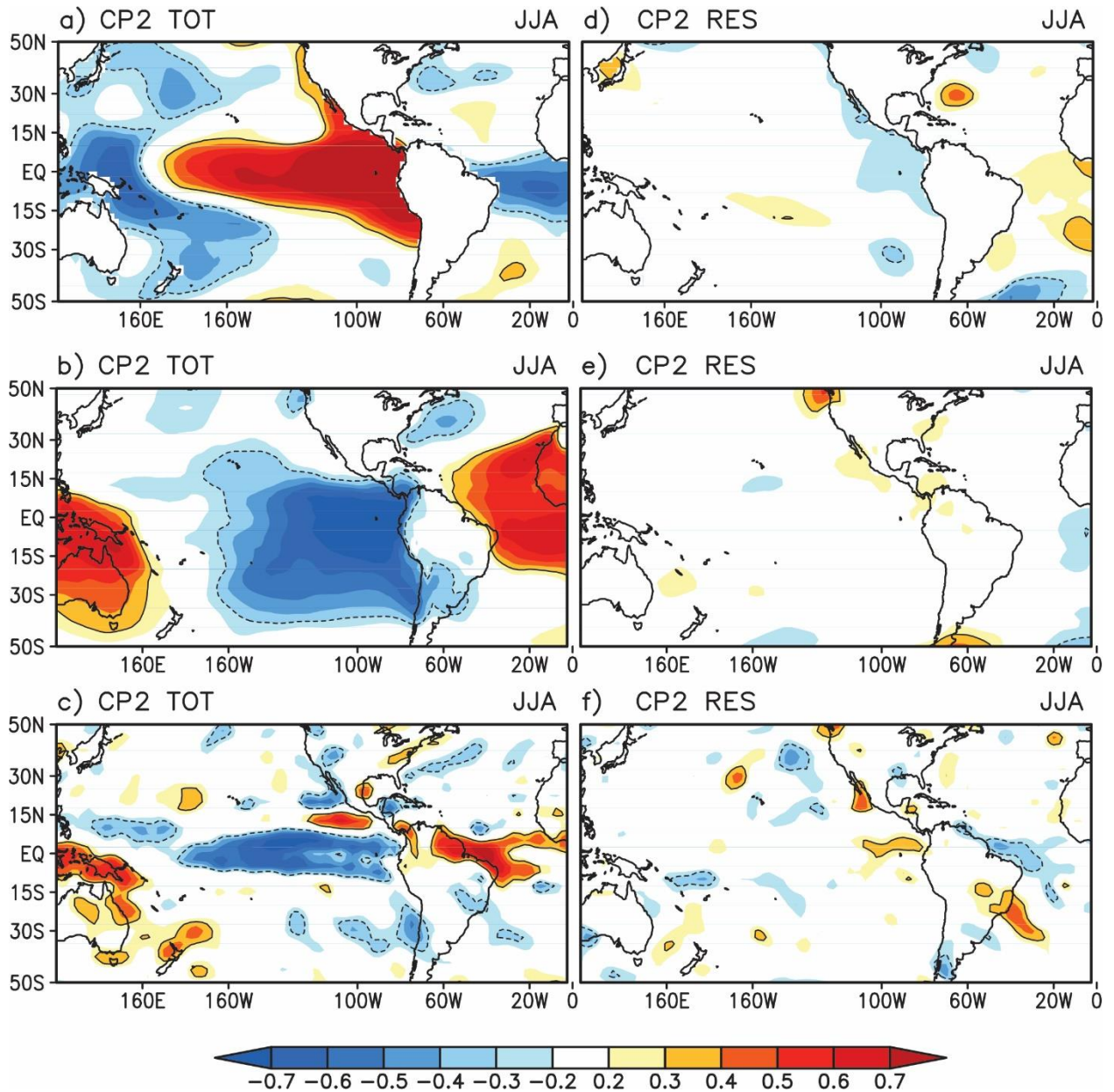


Figura 12: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para JJA: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CPI TOT e (d) CPI RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP2 TOT e (e) CP2 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP2 TOT e (f) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Em relação a circulação em altos níveis, o modo2 TOT é apresentado na figura 13a. A circulação associada a este modo mostra as características do ENOS também observado no padrão de ATSM (figura 12a). No Pacífico Central é visto um par de anticiclones centrado em 140°-120°W, esse padrão de circulação responde as anomalias de TSM em superfície na região. Um ciclone com máximas correlações centradas no norte da AS contribui para as anomalias negativas de precipitação na região, ao mesmo modo que um anticiclone sobre o

sul da AS associam-se as anomalias positivas de precipitação no sudeste e sul da AS. Esse padrão de onda parece estar associado ao modo PSA que também ocorre no inverno, com seus centros no Pacífico Sul e no Atlântico Sul. A correlação da APSI com CP2 RES não apresenta um padrão de circulação associado ao ENOS uma vez que eles não possuem nenhum centro de circulação no Pacífico Central. Sugerindo que esse modo está relacionado com transporte de umidade local que ocorre para o continente.

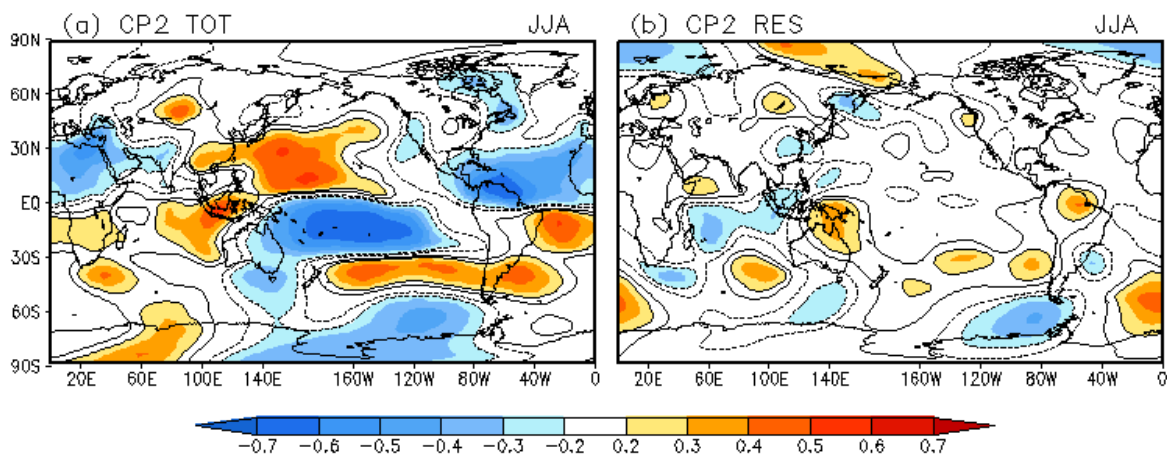


Figura 13: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para JJA: (a) CP2 TOT; (b) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

4.3.2 Análise para a Primavera – SON

As figuras 14a -14b representam os modos TOT e RES da precipitação para o trimestre de SON. Na figura 14a é apresentado o primeiro modo de precipitação CP1 TOT que representa 14% da variância total. O modo1 TOT possui correlações negativas (positivas) no norte (sul-sudeste) da AS e é similar ao padrão dipolo entre o norte e sul encontrado em anos de ENOS. Comparando com o padrão de ENOS na figura 1b é possível verificar uma similaridade entre os padrões, confirmando que esse padrão está associado ao padrão de ENOS nessa estação, e que o ENOS explica 54% ($r=0,74$, Tabela 3) da variabilidade associada ao modo. Consistente com estudos anteriores de (Seager *et al.*, 2010) e (Zilli, 2008), o padrão de precipitação apresenta correlações negativas (positivas) estendendo-se por toda a costa norte e nordeste (sul-sudeste) da AS.

O modo1 RES (figura 14.b) que possui uma variância total de 10.3% e apresenta padrão diferenciado ao da CP1 TOT (figura 14a.) Esse modo possui um dipolo na

precipitação com anomalias positivas em todo norte da AS e negativas no noroeste do Brasil. A tabela 1 confirma que esse modo é independente do ENOS.

Na figura 14c (fluxo de umidade) é possível observar centros de convergência/divergência sobre AS para CP1 TOT. Nas regiões norte e noroeste ocorrem divergência de umidade associadas com condições de seca na região (figura 14c). Os ventos de nordeste transportam a umidade do Atlântico Tropical que penetram ao norte da AS passa sobre a região Amazônica e segue em direção ao centro, sudeste e sul da AS e outro ramo segue em direção ao noroeste da AS. Esse transporte de umidade entre a região Amazônica e sudeste e sul da AS é realizado pelos Jatos de Baixos níveis da AS (JBNAS). A precipitação no sudeste e sul da AS é reforçado circulação anti-horária, a qual transporta o ar do oceano Atlântico Sul para o continente. Analisando a figura 14.d (CP1 RES), a qual mostra o fluxo de umidade para a CP1 RES, observamos que ocorre um transporte do sul do Atlântico Sul para centro-leste da AS, região que apresenta divergência de umidade, seguindo noroeste até atingir a barreira dos Andes, onde deflete em direção à costa norte e nordeste da AS e Atlântico Tropical, caracterizando uma região de convergência de umidade.

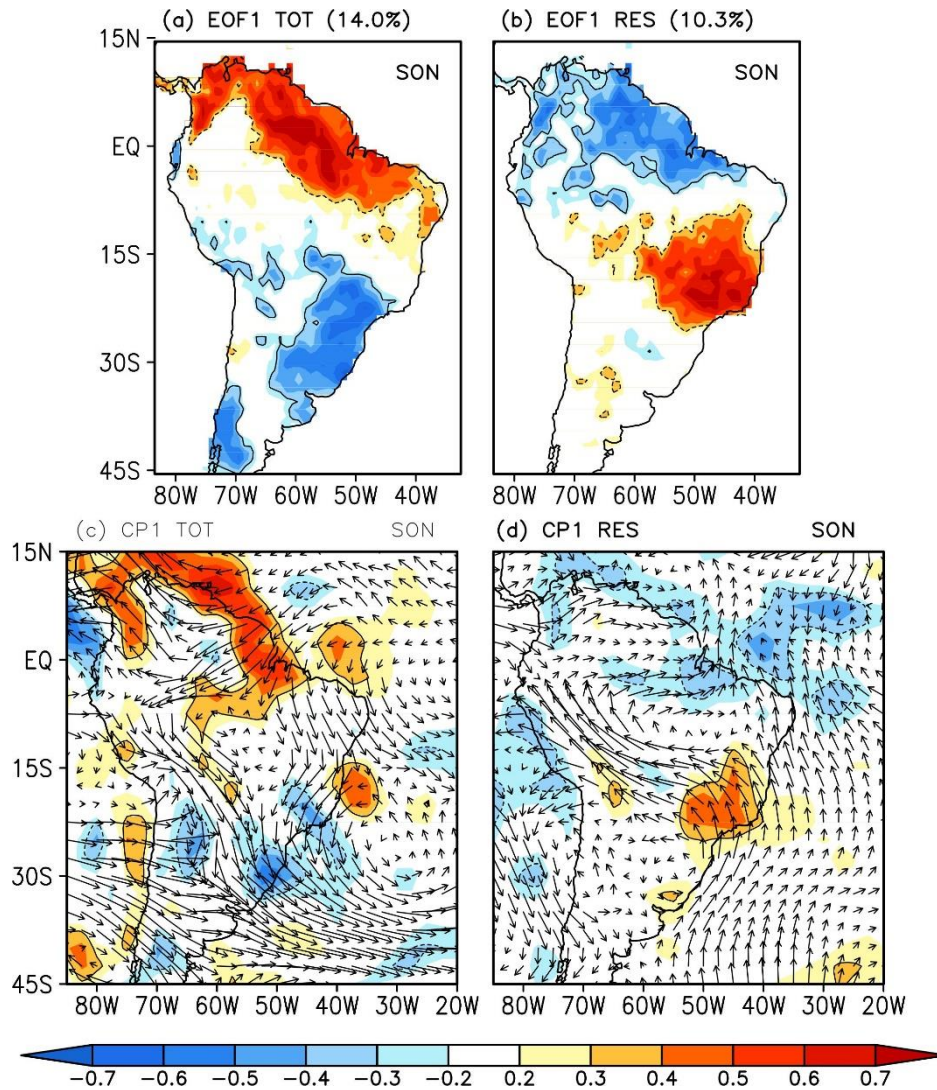


Figura 14: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de SON para o período 1970-2013: (a) EOF1 TOT; (b) EOF1 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

A correlação da ATSM com a CP1 TOT, (figura 15a), apresenta anomalias positivas do oeste da AS até centro do Pacífico, caracterizando um padrão de El Niño sobre a região. Os máximos coeficientes de correlação associados as máximas anomalias estão na região do Pacífico Central (100° - 180°W). É observado um dipolo sobre o Atlântico Tropical e Sul em que anomalias positivas (negativas) estão no Atlântico tropical norte e Atlântico sudoeste (Atlântico equatorial). Esse padrão é similar ao segundo modo não rotacionado de (Zilli, 2008) e está associado às variações que ocorrem no Pacífico e Atlântico tropical. O padrão de

correlação para a CP2 RES (figura 15d) apresenta apenas um centro de anomalia positivas no Atlântico Equatorial flanqueados ao norte e sul por correlações negativas.

O campo de pressão é consistente com o da TSM. Baixas pressões se estendem da costa leste da AS até o centro do Pacífico, enquanto as altas pressões estão no oeste do Pacífico e Atlântico Tropical Norte, caracterizando as regiões convergência e divergência associadas à circulação de Walker (Figura 15b). Da mesma forma que a TSM, a baixa pressão é localizada mais ao leste do Pacífico com seus máximos no Pacífico Central e leste. Já correlações de PNM sobre o Pacífico central-leste favorecem as anomalias de precipitação no sudeste da AS. O padrão encontrado na figura 15a são semelhantes ao estudo de (Seager *et al.*, 2010) principalmente nas regiões do Pacífico Equatorial e também no Atlântico Sudoeste. Enquanto, para o modo residual, CP1 RES (figura 15d), o campo da TSM possui centros de correlações negativas (positivas) no (ATN) ATS. No campo de PNM não há centros de correlações significativos. No entanto, a figura 15f mostra os centros ascendência (subsidiência) no norte/nordeste (centro-leste) do Brasil consistente com a precipitação para esse modo (figura 14b).

A figura 15c mostra a correlação da CP1 TOT com anomalia de Ômega (500hPa). A subsidiência (ascendência) de ar associado os valores positivos (negativos) encontram-se sobre a costa norte e nordeste da AS (Pacífico Equatorial). As regiões de convergência/divergência do fluxo de umidade sobre a AS coincidem com regiões de aquecimento/resfriamento da TSM em superfície. A ascendência de ar é está em toda a região do Pacífico Equatorial (com máximos no centro do Pacífico) e subsidiência no Pacífico oeste e Atlântico Tropical norte, esse padrão é consistente com os centros de baixa/alta pressão, descrito anteriormente.

O modo residual (figura 15d) a ascendência e subsidiência do ar é situada sobre a AS. No norte e nordeste da continente há ascendência e no centro leste do Brasil subsidiência. Dessa forma, Os centros de ascendência (subsidiência) estão associados as anomalias positivas (negativas) de precipitação no norte (centro-leste) do Brasil.

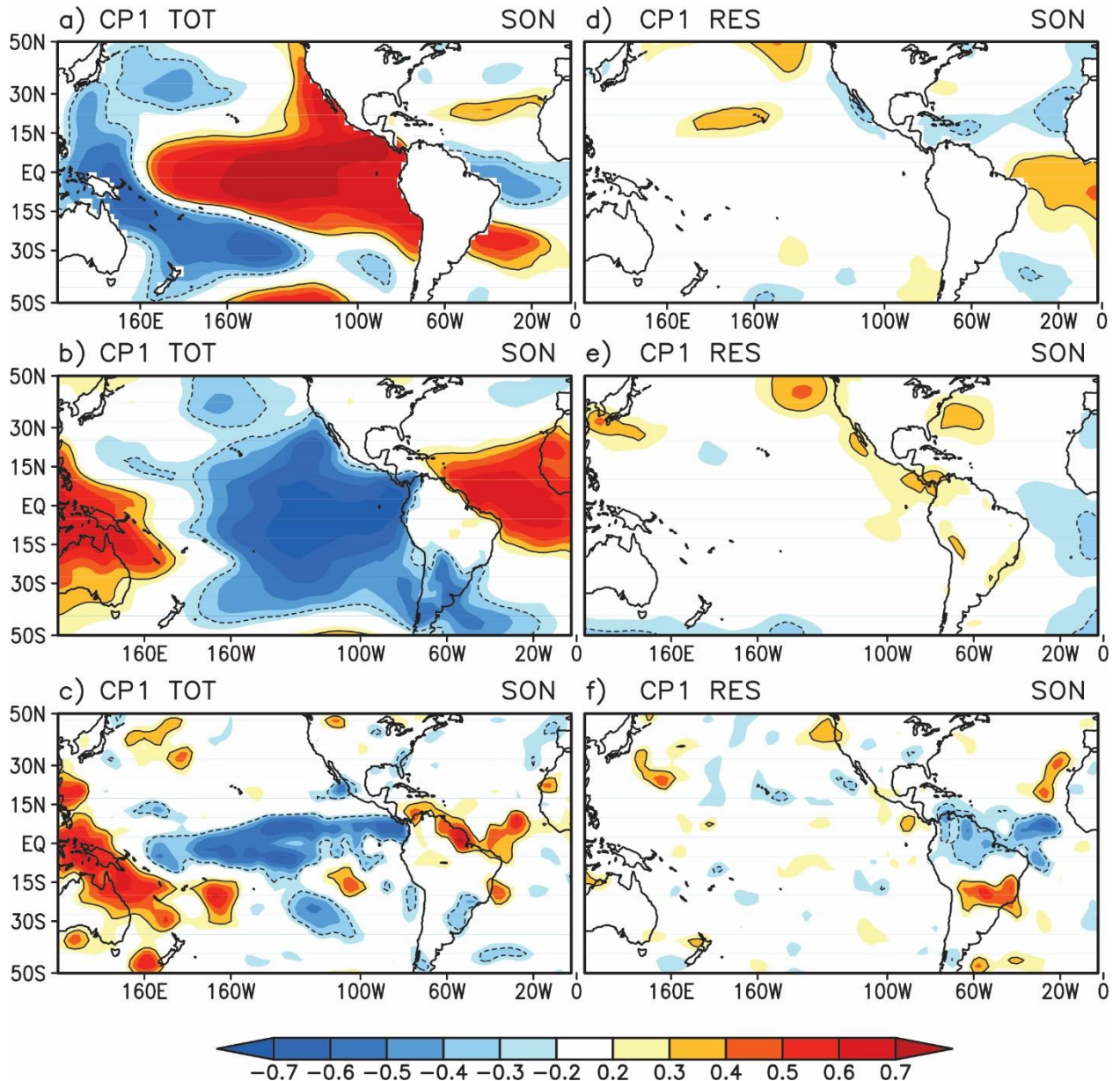


Figura 15: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para SON: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP1 TOT e (f) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Em altos níveis para o modo CP1 TOT, o padrão de correlação entre CP e as anomalias de PSI apresentam um trem de onda consistente com a propagação de ondas de Rossby nas regiões tropicais e subtropicais do Pacífico em direção à América do Sul. (Fig. 16a). O padrão atmosférico durante a primavera austral favorece a propagação de ondas de Rossby tropical-extratropical (Grimm, 2003). Nos níveis superiores, há um par de anticiclones sobre o Pacífico Equatorial centrado (15°N-15°S) esses anticiclones estão associados as

anomalias positivas de TSM na região (ver figura 15a). Na mesma região equatorial (15°N - 15°S), porém sobre grande parte do continente da AS ocorre um par de centros ciclônicos. A consequência do ciclone em altos níveis associa-se a um anticiclone em baixos níveis, as quais são responsáveis pelas anomalias negativas de precipitação no norte e nordeste da AS (ver figura 14a). Além do centro anticiclônico no centro do Pacífico Equatorial, a figura 16a apresenta o deslocamento da onda no sentido do Pacífico Sul e AS, essa onda é descrita como PSA1. A figura 16a mostra um PSA constituído por uma circulação anticiclônica centrada sobre o Oceano Equatorial, em 140 - 160°W , e outro centro anticiclônico localizados no Pacífico Sul (50°S – 160 - 80°W). Então, a onda propaga-se em direção AS na direção ao equador. Em 50°S há um ciclone orientado zonalmente que abrange o Pacífico Sul, sul da AS e Oceano Atlântico Sul.

Ao analisar a figura 16b associada ao CP1 RES é possível notar um padrão de onda completamente diferente ao observado na CP1 TOT. Sobre a AS é observado apenas um centro anticiclônico em altos níveis no norte do continente, que possivelmente está associado com as anomalias de precipitação positivas na região (ver figura 14b). Anomalia negativa é observada no centro-leste da AS que possivelmente podem ser explicados por um ciclone posicionado no leste do Atlântico Sul que se entende ao centro-leste do Brasil.

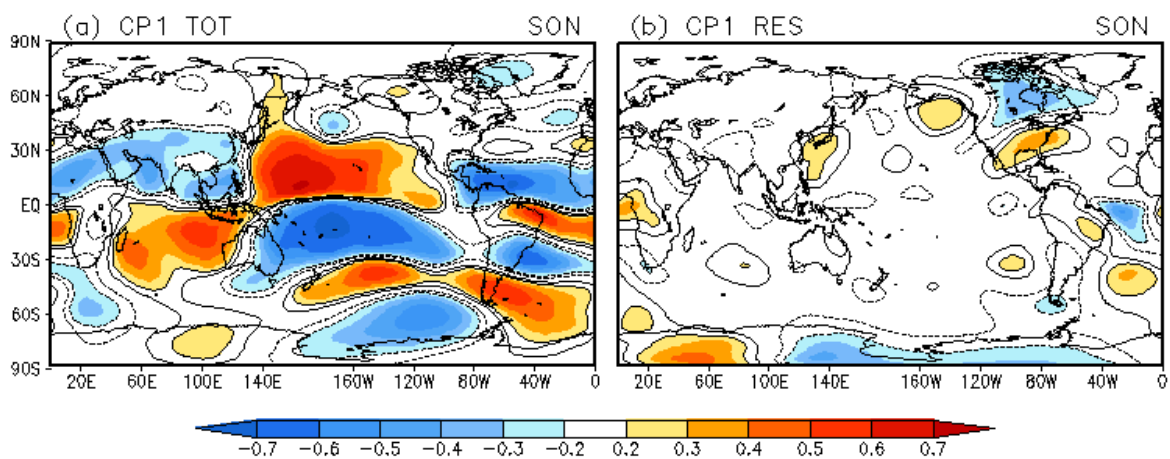


Figura 16: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para SON: (a) CP1 TOT; (b)CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

O segundo modo, CP2 TOT (figura 17a) que possui variância de 8.6% apresenta um modo dipolo com correlações negativas (positivas) no sudeste (centro-leste) do Brasil. O modo dipolo entre centro-leste e o sudeste do Brasil está associado a circulação horária, isto é, uma baixa pressão que transporta umidade do Oceano Atlântico Sul (15°S - 30°S) para região

Sudeste (figura 17a). Esse modo é semelhante ao primeiro modo rotacionado de (Zilli, 2008) a qual apresenta o dipolo de anomalias positivas (negativas) no centro-oeste (sudeste) do Brasil. A figura 17c que mostra o campo de fluxo de umidade para a CP1 TOT apresenta um ciclone que transporta umidade do Oceano Atlântico para o sudeste da AS e segue na direção centro-leste do Brasil onde há a convergência de umidade e consequentemente anomalias positivas de precipitação (figura 17a). O Fluxo de umidade que oriunda de leste da AS e centro da Amazônia também fortalece o centro de convergência de umidade no centro-leste. O segundo modo EOF2 RES é independente do EOF TOT (explica 7.6% variância total).

O segundo modo apresenta correlações positivas no nordeste, leste da Amazônia e sul da AS (figura 17b). Correlações negativas são observadas apenas no sudeste do Brasil e em um pequeno ponto a leste da Amazônia. É possível observar na figura 17d centros de convergência e divergência no Atlântico Sul. O centro de divergência centrado em 30°S transporta umidade ao sudeste do continente sul-americano que desvia em direção ao centro-leste do Brasil. O centro de convergência é fortalecido por umidade oriunda do Atlântico Tropical.

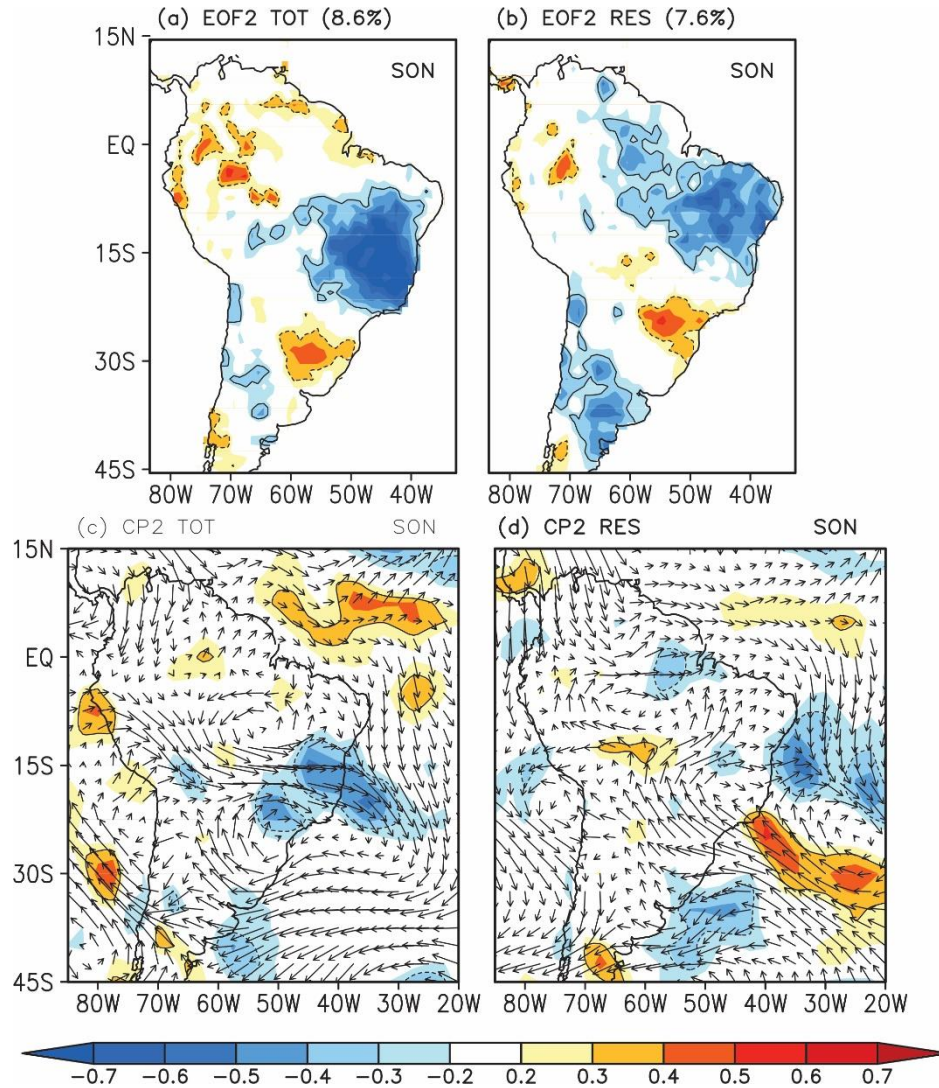


Figura 17: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de SON para o período 1970-2013: (a) EOF2 TOT; (b) EOF2 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

A figura 18a representa a circulação em altos níveis, ou seja, o campo de PSI 200hPa para o modo CP2 TOT. Esse modo possui um trem de onda que se origina no norte da Austrália e segue, no sentido leste, em direção a AS. Essa onda se propaga pelo continente da AS. No Pacífico Central não há centros circulação associadas as anomalias de TSM, confirmando que esse modo não está associado ao ENOS.

A circulação em altos níveis para o modo residual, CP2 RES (figura 18b), mostra que o padrão de onda ainda está presente, porém, com centros não significativos. A figura 18b mostra que a origem da onda ocorre no centro da Austrália e se propaga até continente sul-

americano. Um anticiclone (ciclone) é observado ao sul (leste) da AS na qual explica as anomalias positivas (negativas) de precipitação nas regiões (ver figura 16b).

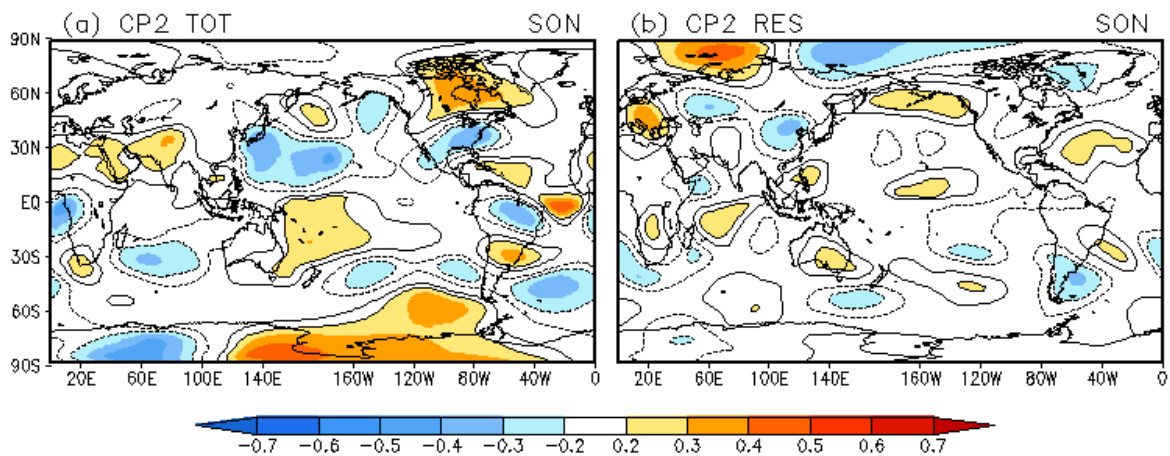


Figura 18: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para SON: (a) CP2 TOT; (b)CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

4.3.3 Análise para o verão – DJF

No verão austral, DJF, observa-se um padrão de dipolo de precipitação, entre norte e nordeste da AS, no primeiro modo das EOF1 TOT e EOF1 RES (figura 19a e 19b). A EOF1 TOT explica 16.2% variância total, enquanto a residual de 15.7%. O EOF1 TOT mostra um padrão similar ao encontrado em anos de ENOS sobre a América do Sul tropical. Esse modo possui correlações negativas (positivas) concentradas ao norte-noroeste (centro-leste) da AS (Brasil). Por outro lado, o ENOS também está relacionado com anomalias de precipitação no sul da AS, variações da precipitação nessa região não estão presentes no modo EOF1 TOT.

A figura 19c mostra o transporte o fluxo de umidade de DJF para CP1 TOT. Nesse modo ocorre um transporte do Atlântico Tropical Norte em direção ao centro da Amazônia, parte desse fluxo é desviado na direção do centro-leste Brasil, região de convergência de umidade. Na região de convergência do centro-leste do Brasil ocorre um intenso transporte de umidade na direção do Oceano Atlântico adjacente, em contra partida um transporte do Atlântico Sul penetra no sudeste do Brasil e segue na direção a região de convergência (centro-leste). Esses centros de convergência/divergência são consistentes com o campo da EOF1 TOT, uma vez que o centro-leste (sul/sudeste) possui correlações positivas (negativas) da precipitação e estão associadas a dois centros: convergência (15°S) e divergência (30° S).

O modo residual, CP1 RES (figura 19b), possui correlações positivas no centro-leste do Brasil, similar ao CP1 TOT, por outro lado as anomalias negativas de precipitação diminuem ao norte e ficam mais restritas ao noroeste da AS e sobre a região sul e sudeste da América do Sul. O fluxo de umidade mostra uma circulação horária sobre a AS e Oceano Atlântico Sul (figura 19d). Interessante ressaltar que CP1 TOT e CP1 RES (figura 19c-d) apresentam os mesmos centros de convergência e divergência na região centro-leste e sul do Brasil.

A circulação ciclônica na figura (19d) transporta o ar do Atlântico Sudoeste, onde há um centro de divergência, para sudeste do Brasil e então esse fluxo é desviado para o centro-leste brasileiro, região de convergência. A circulação horária fortalece o padrão de chuva encontrado na figura 19b. A convergência no centro-leste da AS também é fortalecida por um transporte proveniente do Atlântico Tropical Norte, onde há centro de divergência de umidade.

Os padrões encontrados no modo da EOF1 TOT apresentam um dipolo entre o centro-leste do Brasil e norte da AS, no entanto, ao retirar a componente do ENOS, o sinal centro-leste permanece, enquanto no norte essas correlações negativas diminuem. Dessa forma, os mecanismos associados ao ENOS atuam principalmente na precipitação no norte e sudeste da AS, descrito anteriormente por (Nogues-Paegle and Mo, 2002; Seager *et al.*, 2010; Zilli, 2008). Enquanto, o centro-leste é modulado principalmente por mudanças da componente não-ENOS.

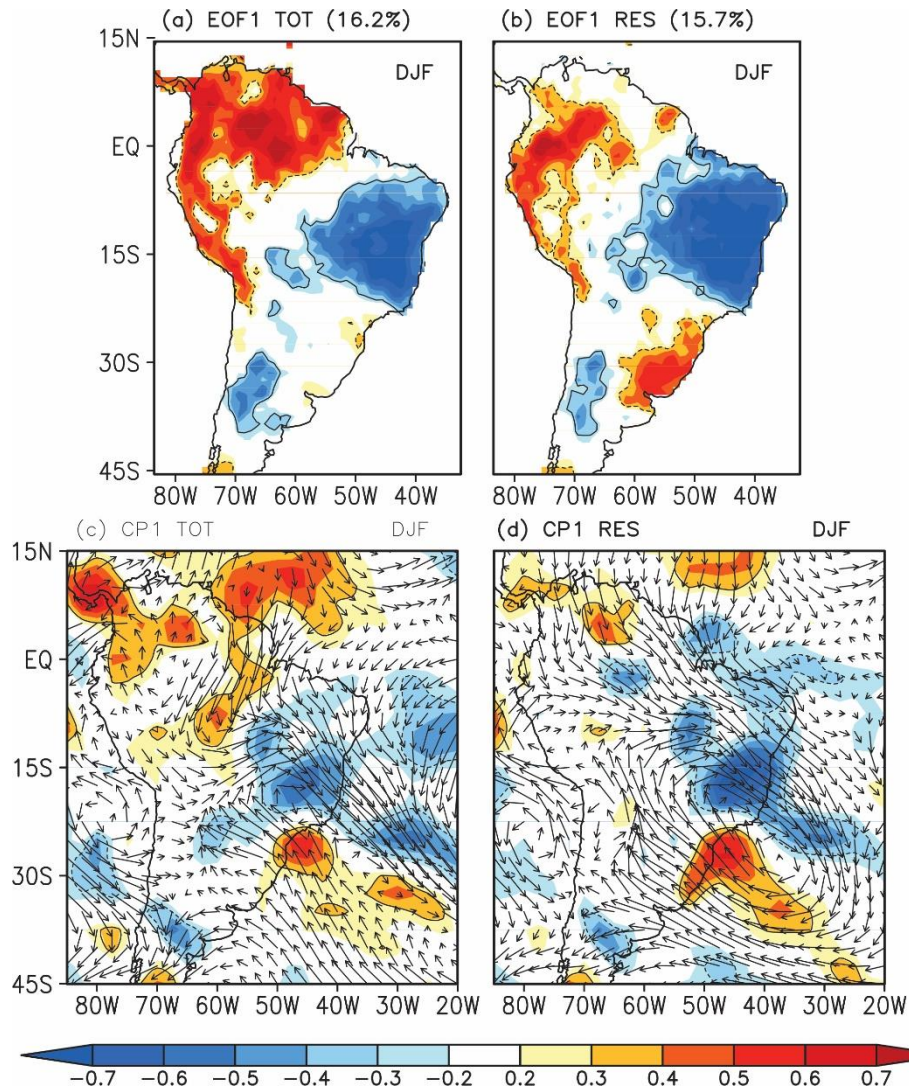


Figura 19: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de DJF para o período 1970-2013: (a) EOF1 TOT; (b) EOF1 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

A correlação da CP1 TOT com a ATSM (figura 20a) apresenta correlação positiva em todo o Pacífico Equatorial com máximos de anomalias positivas ao oeste do Pacífico. No Pacífico Norte e Sul existem anomalias negativas de TSM, no Atlântico Norte correlações positivas ao oeste da África também são observadas. As correlações positivas da TSM no Pacífico Equatorial Central são consistentes com campo de PNM (figura 20b) que mostra os centros de baixa pressão no centro do Pacífico Equatorial e Atlântico Norte, enquanto as altas pressões estão situadas no Pacífico Norte e Atlântico Tropical. Apesar da TSM não mostrar

correlações significativas no Atlântico Tropical, o campo de PNM apresenta um gradiente meridional entre o Atlântico Tropical e Norte. Ao analisar o ω associado a esse modo, os centros de convergências estão situados no oeste do Pacífico, Atlântico Norte e centro-leste da AS. Os centros de divergência no Pacífico Oeste e Atlântico Tropical. Os campos oceânicos mostram os mecanismos que propiciam a precipitação da EOF1 TOT (figura 19a).

As variações TSM e PNM e ω (500hPa) para o modo da RES são apresentadas na figura 20 (d,e,f). A correlação da CP1 RES com ATSM mostra apenas correlações negativas significativas no Atlântico Sudoeste (costa leste do Brasil). Em relação a PNM (figura 20e) há no centro leste do Brasil baixa pressão e no sul alta pressão. O ω apresenta um dipolo sobre a costa leste da AS, centro-leste/nordeste e sudeste existe convergência (divergência).

Ao comparar a EOF1 TOT e RES com as variáveis oceânicas e atmosféricas percebemos que o ENOS tem forte influência no norte e sul do Brasil já documentado nos estudos (Nogues-Paegle and Mo, 2002; Seager *et al.*, 2010)(Nogues-Paegle and Mo, 2002). O modo da EOF1 TOT é explicado 37% pelo ENOS, no entanto mais que 50% desse modo está associado a componente não-ENOS. Ao analisar o EOF1 RES o modo é similar ao total, exceto pelas anomalias no norte e sudeste. As correlações positivas no centro-leste permanecem na EOF1 RES, isso mostra que o ENOS não é o modulador da precipitação nessa região.

A EOF1 RES apresenta correlações com Atlântico Sudoeste confirmando que a precipitação no centro-leste está associada a forçantes locais, ou seja, ao Atlântico. A tabela mostra 4 mostra que a correlação entre a CP1 TOT e RES é de 57%, esses dois modos possuem alta correlação principalmente pelas anomalias no centro-leste e noroeste da AS. Outro aspecto importante é que na EOF1 TOT não há correlações significativas na região sudeste, porém no EOF1 RES correlações negativas aparecem. Assim, o ENOS tem papel importante na precipitação do norte e sudeste da AS, mas o Atlântico Sudoeste possui igual importância para a precipitação centro-leste do Brasil.

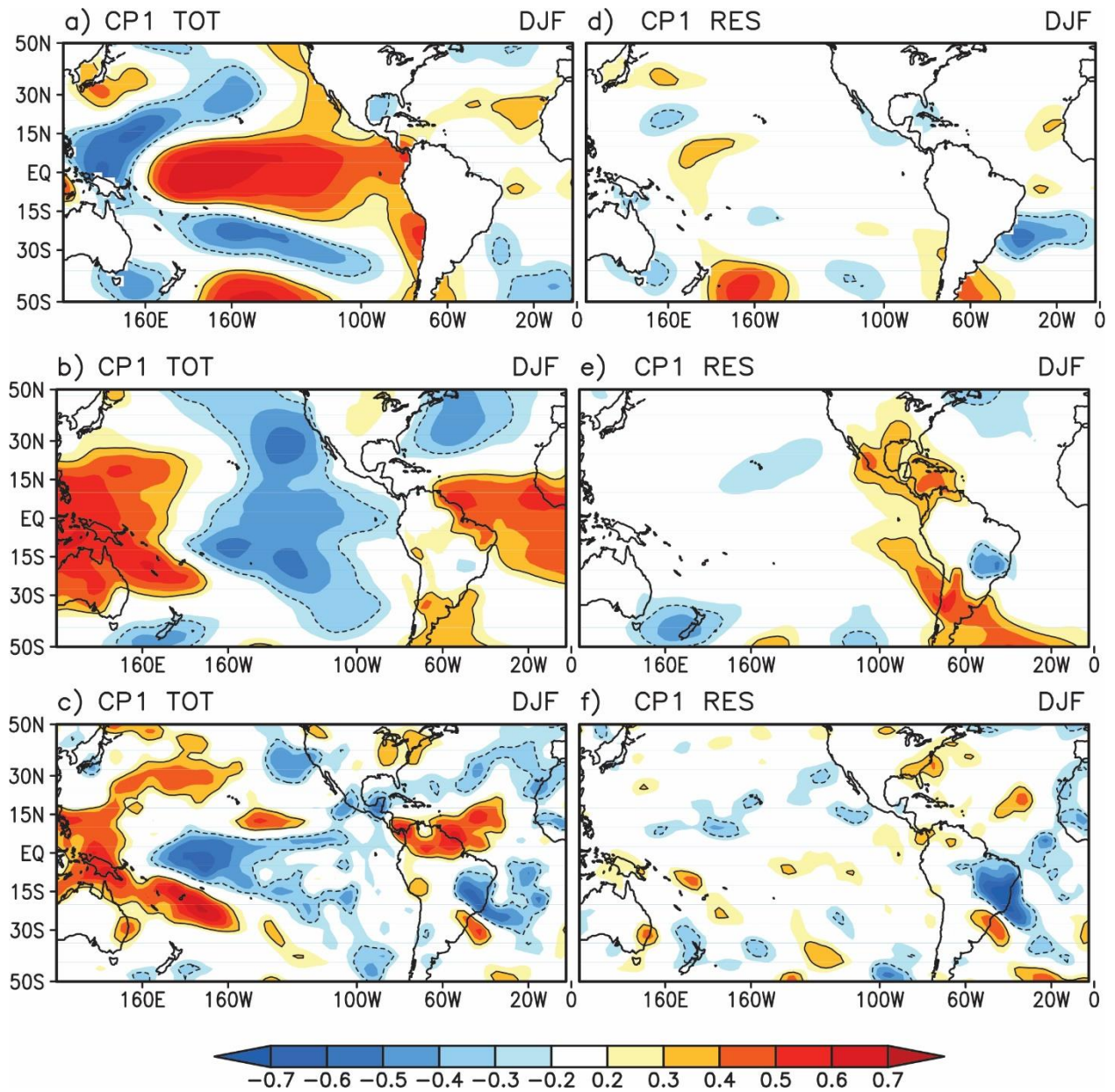


Figura 20: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para DJF: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ω : (c) CP1 TOT e (f) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

As correlações de entre as anomalias do fluxo de corrente (200hPa) com a CP1 TOT são apresentadas na (figura. 21a). A circulação média durante o verão austral é propícia à conexão extratropical (BERBERY e NOGUES-PAEGLE, 1993) e à propagação de ondas de Rossby. Dessa forma, a CP1 TOT apresenta um par de ciclones posicionado no equador sobre o Pacífico Equatorial Central consistente com centros de anomalias quentes na região. Isso

também implica num movimento ascendente sobre a região aquecida no Pacífico Central em compensação movimento descendente sobre a América do Sul Tropical concordando com déficit chuva na região.

A CP1 TOT (figura 21a) centro anticiclónico no centro do Pacífico Equatorial, enquanto teleconexões nesse trimestre são caracterizados pelo PNA, que se propaga pelo Pacífico Norte, América do Norte e chega aos trópicos. Essa circulação é similar a 6c, que mostra a correlação do ININO 3.4 com APSI. Na CP2 TOT (figura 21a) também há uma onda em fase com a PNA. Essa onda tem origem no oeste da Austrália se desloca no sentido do Pacífico Sul e chega ao extremo sul da AS. Logo, a circulação durante o verão austral é conduzido pelas conexões extratropical-tropical, que acentua os sinais de anomalias no norte e nordeste da AS.

Ao observar a figura 21b o padrão de circulação em altos níveis para CP1 RES possui uma mudança significativa. Não há mais evidência da PNA, apenas um trem de onda que se origina no norte da Austrália tem similaridade com aquele da figura 21a. A onda mostra um ciclone no Pacífico Oeste em torno de 160°W , indicando o deslocamento para leste. Na região da AS a circulação se mostra similar ao observado na CP1 TOT, a qual tem um par de anticiclone no norte do continente. No entanto, o anticiclone possui seu centro situado mais a nordeste da AS, e estão associadas as anomalias positivas de chuva na região, enquanto no Oceano Atlântico Sul (costa leste da AS) o ciclone está associado as anomalias negativas da precipitação no sudeste da AS, não observado no modo da CP1 TOT.

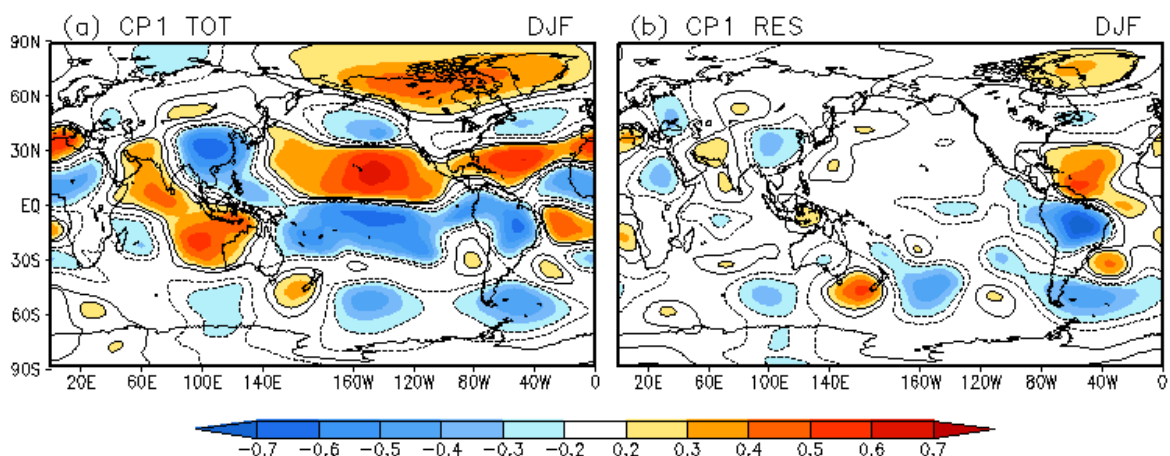


Figura 21: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para DJF: (a) CP1 TOT; (b) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

A figura 22 mostra a CP2 TOT e CP2 RES para a precipitação com variância de 11.2% e 6.8% respectivamente. A figura 22a apresenta um dipolo de precipitação entre norte e sudeste da AS a qual está associado ao ENOS (o ENOS explica 41%). Esse padrão é caracterizado por ocasionar anomalia de precipitação positiva (negativa) no norte (sudeste) da AS. As anomalias de precipitação observados na figura 22a estão associadas ao fluxo de umidade (figura 22c) sobre a região da AS. Ao norte do continente sul-americano há convergência de umidade que favorece anomalias de precipitação positivas na região. Essa umidade é fortalecida pelo transporte do Atlântico Norte e do sudeste da AS. Esse fluxo tem origem no Oceano Atlântico Sudoeste que adentra o continente e segue em direção ao centro de convergência de umidade. Parte do fluxo de sudeste é desviado para a região leste do Brasil, onde há uma região de convergência de umidade.

O segundo modo residual, CP2 RES, que possui o padrão de precipitação completamente diferente do CP2 TOT (figura 22b). Para o CP2 RES as anomalias positivas de precipitação são restritas ao norte da AS, sobre a Colômbia, Venezuela e sudeste do Brasil enquanto anomalias negativas estendem-se sobre o sul do Brasil, Uruguai, leste da Argentina até a costa oeste da AS. O fluxo de umidade (figura 22d) apresenta uma circulação horária com um transporte de umidade oriundo do Atlântico Sudoeste que penetra na região sul/sudeste do Brasil e é transportado ao centro da Amazônia. Ao passar pela Amazônia o fluxo segue em direção ao centro de convergência ao norte da AS e parte do transporte é desviado para o nordeste do Brasil. O centro de convergência ao norte da AS é fortalecido também pelo transporte de umidade do Atlântico Tropical. Essa convergência ao norte favorece os sinais de anomalias positivas de precipitação nas regiões da Colômbia e Venezuela.

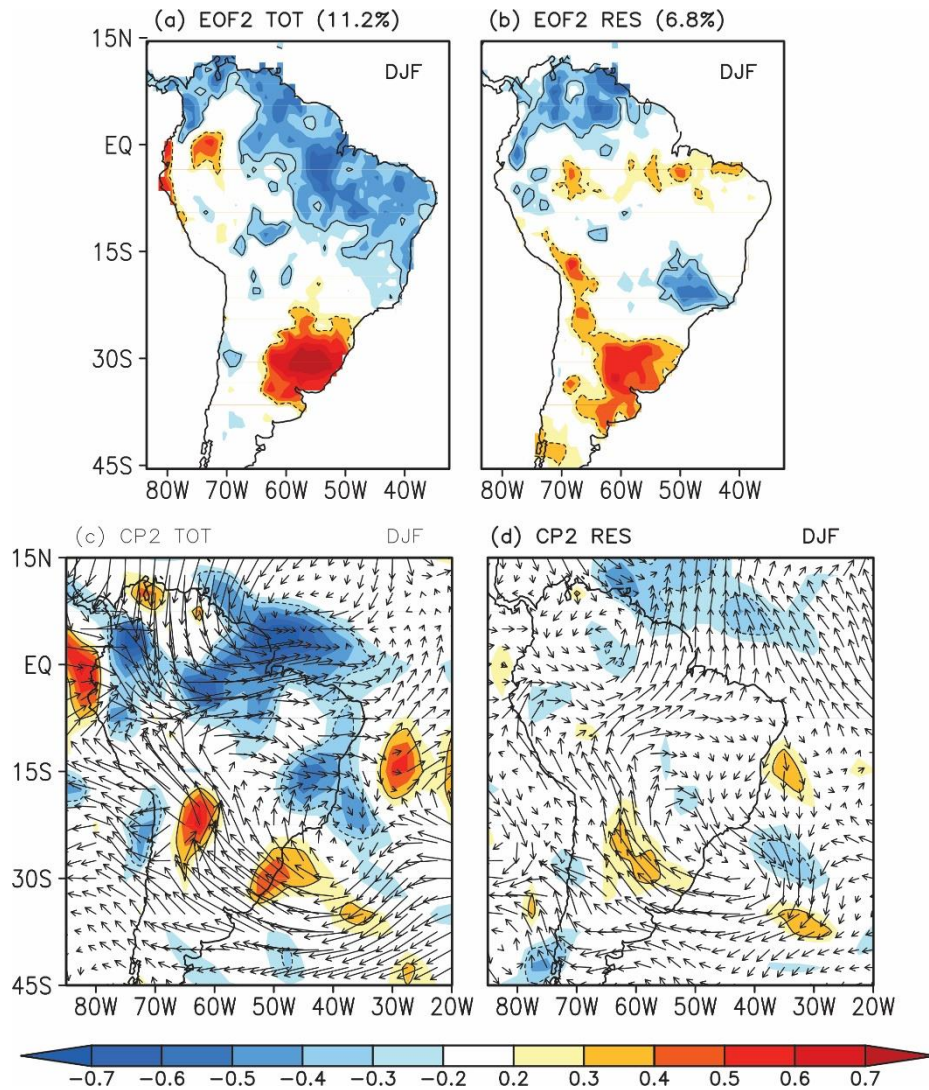


Figura 22: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de JJA para o período 1970-2013: (a) EOF2 TOT; (b) EOF2 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Um padrão típico de ENOS é observado na figura 23a, a qual apresenta correlação da TSM negativa em todo o Pacífico Equatorial e as correlações positivas são observadas a norte e sul do Oceano Pacífico. Importante destacar que sobre o Atlântico Sul há uma anomalia negativa (positiva) centradas em torno de 30°S (40°S). O padrão do ENOS também é visualizado na figura 22b, a qual apresenta os padrões associados a PNM. Nesse campo é possível observar a circulação de Walker, com centros de baixa pressão ao oeste do Pacífico e Atlântico Tropical e centro de alta pressão da costa oeste da AS ao centro do Pacífico (180°W). A célula de Walker também está evidente na figura (22c), a qual mostra o campo de Ômega. A região subsidência concentra-se em toda a faixa equatorial do Pacífico, enquanto a

de ascensão está posicionada ao norte e sul Pacífico, região tropical do Atlântico e norte da AS.

No campo residual, nenhuma relação com TSM (figura 23d) e PNM (figura 40.d) é encontrada, exceto por um pequeno centro de anomalias negativas no sudoeste do Atlântico próximo à costa sudeste do Brasil, centros de divergência também são observados ao leste da América Central e do Atlântico Sul. O padrão de dipolo de precipitação entre o sudeste e sul da AS (figura 22b, CP2 RES) está associado ao campo de Ômega (figura 23f), a qual mostra centro de ascensão de ar no Atlântico Tropical Norte (15°S), enquanto entre 20°S-40°S está centrado o centro de subsidência de ar. É evidente a consistência dos centros de convergência/divergência com as anomalias positivas/negativas da precipitação sobre a AS.

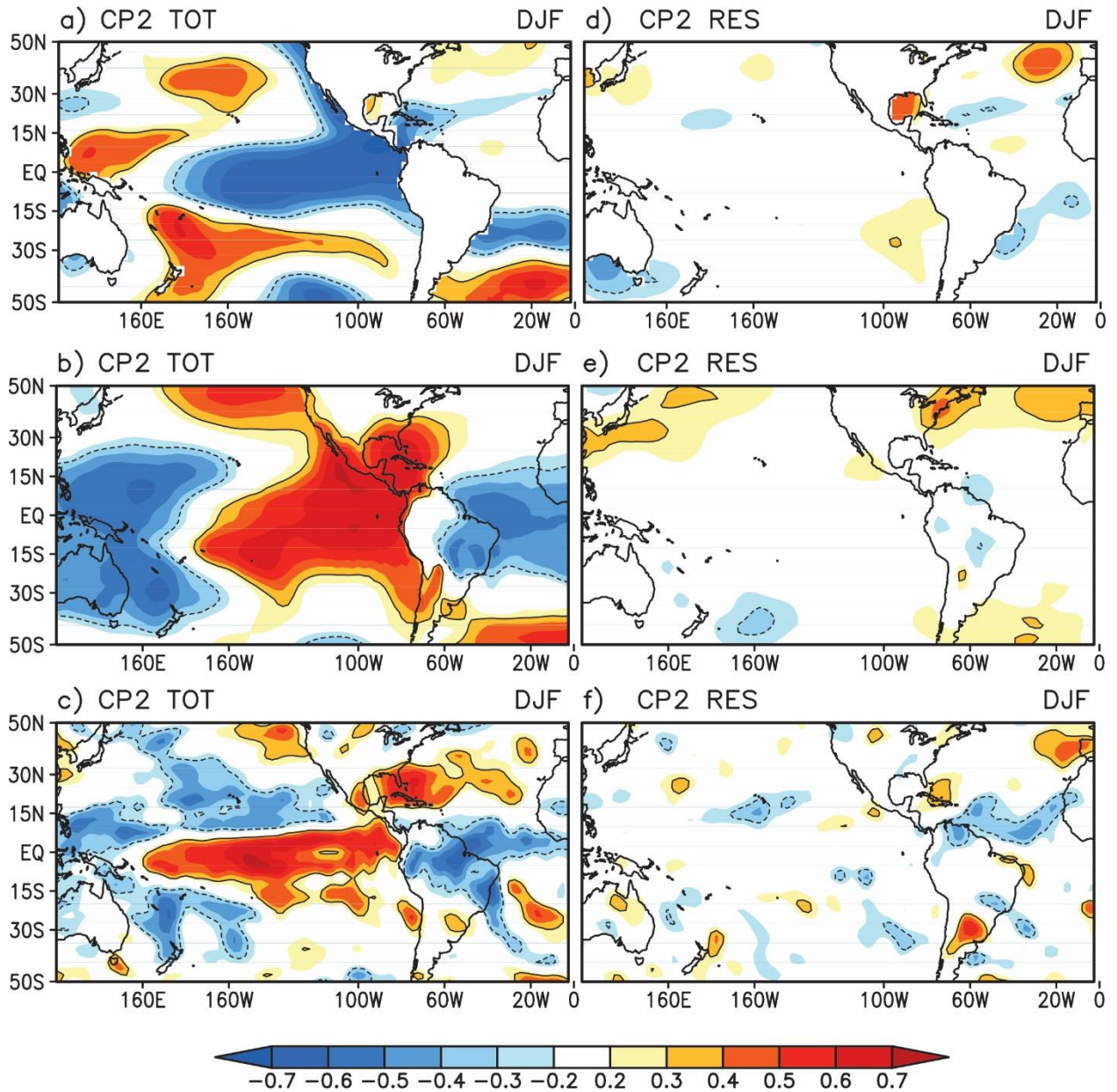


Figura 23: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para JJA: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP2 TOT e (e) CP2 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP2 TOT e (f) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Em relação à circulação em altos níveis a figura 24a representa o modo CP2 TOT. O ENOS explica 41% desse modo, logo as características na circulação em altos níveis têm relação com o ENOS. No Pacífico Equatorial central o um par de ciclones está posicionado em torno de 160°W. As teleconexões entre Pacífico e Atlântico são bem evidentes. O PSA possui seu deslocamento em direção ao Pacífico Sul e região subtropical da AS. Um par de anticiclone no norte da AS que se estende ao Oceano Atlântico Tropical também é consistente

com as anomalias positivas da precipitação no norte da AS, por outro lado um ciclone centrado em aproximadamente 40°S também contribui para as anomalias negativas de precipitação no sul do continente.

No CP2 RES, não se observa um padrão de onda bem definido sobre os oceanos, porém ciclone (anticiclone) na região sudeste (sul) da AS é fortalecido e similar do da CP2 TOT. Analisando o campo de precipitação é possível verificar que esses centros de circulação estão associados às anomalias negativas (positivas) de precipitação, respectivamente.

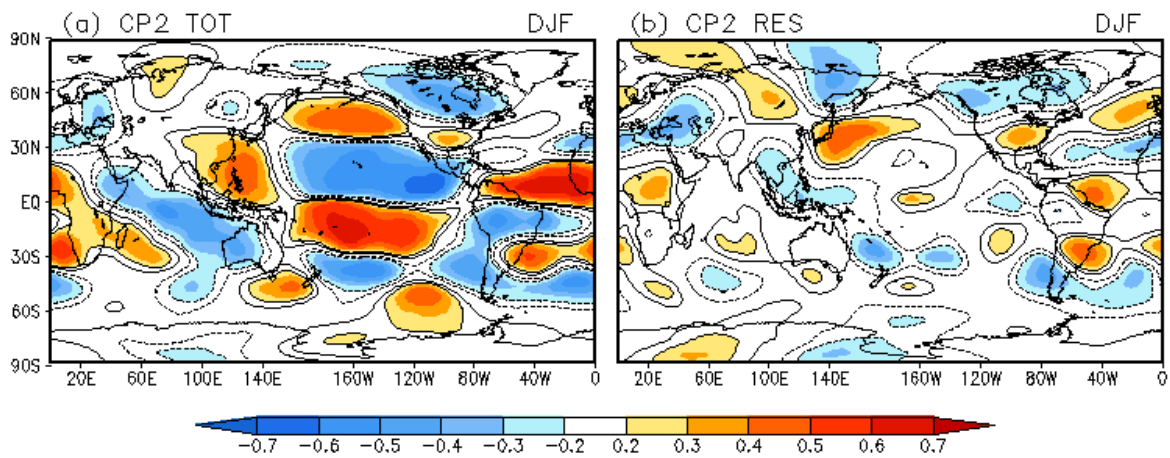


Figura 24: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para DJF: (a) CP2 TOT; (b)CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

4.3.4 Análise para Outono – MAM

No trimestre de MAM, os primeiros modos do EOF1 TOT e EOF1 RES possuem um campo da precipitação espacial similar entre si (figura 25a – 25b). Suas variâncias são respectivamente 17.1% e 14%. As anomalias positivas são concentradas ao norte e sul da AS, nos países da Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa, norte do Brasil, oeste da Colômbia e Equador. O sul do Brasil, Uruguai e Argentina também possuem anomalias positivas de precipitação já anomalias negativas situam-se do nordeste ao centro-leste do Brasil.

Apesar da EOF1 TOT e RES apresentarem modos similares, o transporte de umidade são diferentes. O fluxo de umidade da CP1 TOT (figura 25 c) possui circulação horária no leste da AS, com centro de convergência (divergência) centrado em 20° S (15°S). No centro leste do Brasil o transporte de umidade adentra o continente e converge na região sudeste da AS, também há um fluxo de umidade do sul da Amazônia em direção a região Sudeste/Sul da AS fortalecendo as anomalias da precipitação.

Por outro lado, o fluxo de umidade da CP1 RES apresenta uma circulação anti-horária no leste da AS (figura 25c). O centro de convergência (divergência) situa-se em 15°S (20°S). Nesse modo, o transporte ocorre da região sudeste para o centro-leste do Brasil. Enquanto o fluxo oriundo do sudeste é transportado até o centro da Amazônia e segue em direção ao Atlântico Tropical Norte, região de convergência.

Os dois modos TOT e RES de MAM não estão associados ao ENOS. Uma vez que o ENOS explica apenas 26% do modo EOF1 TOT. Contudo, existe uma diferença significativa na precipitação sobre sudeste da AS. A componente não-ENOS mostra uma diminuição nas correlações positivas da precipitação, que também estão associadas às mudanças na circulação. Logo, a principal influência do ENOS é especialmente na precipitação do sudeste da AS.

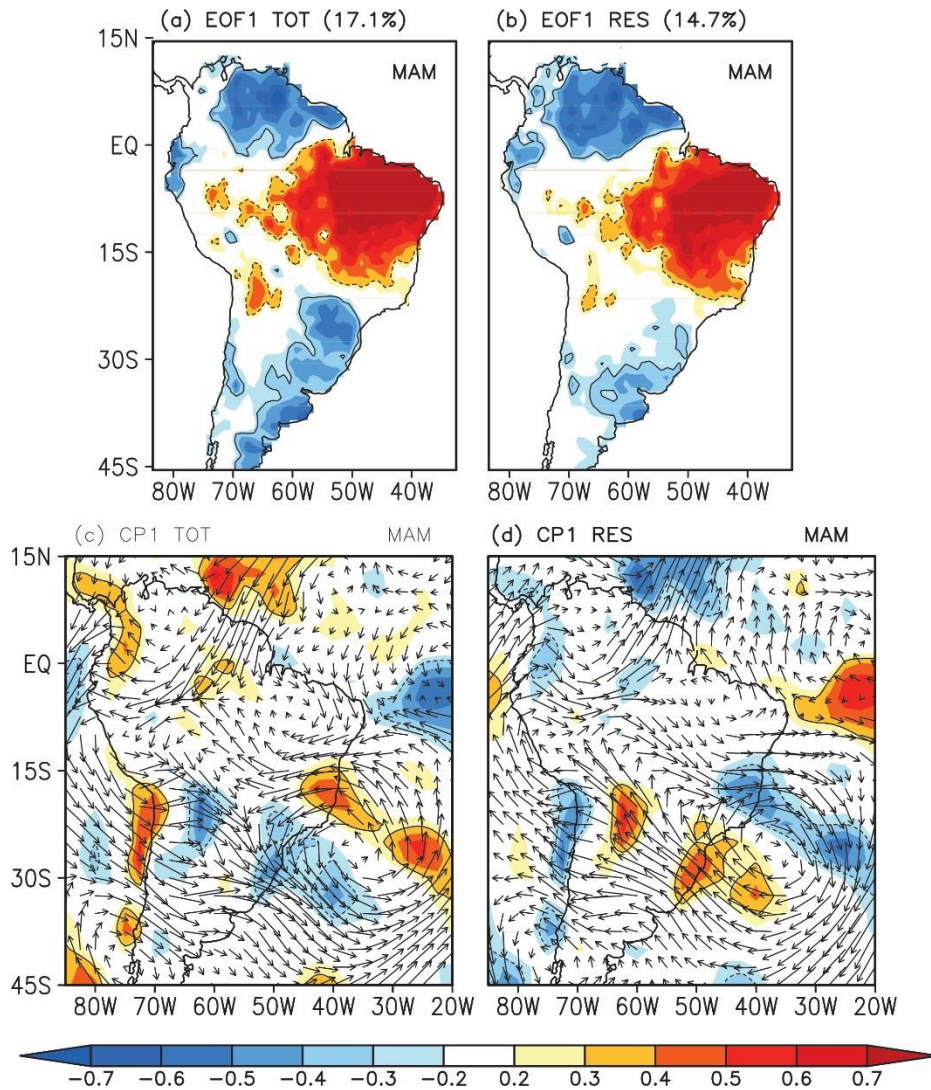


Figura 25: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de MAM para o período 1970-2013: (a) EOF1 TOT; (b) EOF1 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

A correlação com a CP1 TOT com ATSM (figura 26a) apresenta um padrão de El Niño no Pacífico Equatorial. As máximas anomalias estendem-se da costa oeste da AS ao centro do Pacífico Equatorial, ao mesmo tempo em que no Atlântico Tropical há um dipolo com anomalias positivas (negativas) no ATN (ATS). Ao analisar as anomalias da PNM associada com a ATSM (figura 26c) da CP1 TOT é possível visualizar baixa pressão restrita ao oeste do Pacífico Equatorial, costa leste da AS, enquanto a alta pressão possui seus máximos Pacífico Oeste e Atlântico Tropical Sul. A figura 26c relacionada ao ômega é notado convergência na região do Pacífico Equatorial, ao mesmo tempo que no Atlântico Tropical

Norte (Sul) há centros de convergência (divergência) caracterizando o dipolo observado na ATSM.

Os padrões de TSM associados ao CP1 RES é apresentado na figura (26d). Ao retirar o ININO 3.4 esse modo não apresenta relação com a TSM do Pacífico Tropical, mas ocorre enfraquecimento do dipolo entre o ATN e ATS. Esse enfraquecimento pode estar associado a teleconexões do Pacífico com Atlântico Norte, uma vez retirada o sinal do ENOS essa anomalia enfraquece. O dipolo não é visualizado no campo de PNM (figura 26e), para esse modo ocorre um centro de alta pressão sobre a costa leste da AS. Essa alta pressão posiciona-se dentro do continente e está relacionada com as anomalias negativas de precipitação na região centro-leste do Brasil. Assim como o campo de PNM, a correlação com anomalia de Ômega com CP1 RES é mostrado na figura 26f, mas uma vez é possível observar que ao retirar o sinal do ININO 3.4 o campo residual concentra-se anomalias sobre a AS e no Oceano Atlântico Tropical. O Centro de convergência de umidade está localizado sobre o norte (nordeste) da AS e são responsáveis pelas correlações positiva (negativa) da precipitação no norte (nordeste) da AS. Ainda, sobre o sul da AS um centro de convergência contribui para anomalia positiva na precipitação.

Sintetizando, o ENOS explica apenas 26% do primeiro modo de MAM. Essa porcentagem está associada as anomalias no sul/sudeste da AS, enquanto as anomalias do norte e centro-leste do Brasil estão relacionadas ao dipolo meridional no Atlântico Tropical. Esse dipolo é mais intenso no EOF1 TOT, porém no CP1 RES ele está presente com menor intensidade. Esse enfraquecimento está associado as teleconexões trópicos-extratrópicos que ocorrem nos eventos do ENOS e que a precipitação no norte e NE do Brasil estão associadas ao gradiente meridional no Atlântico Tropical, consistente com o trabalho de Andreoli *et al.*, (2004).

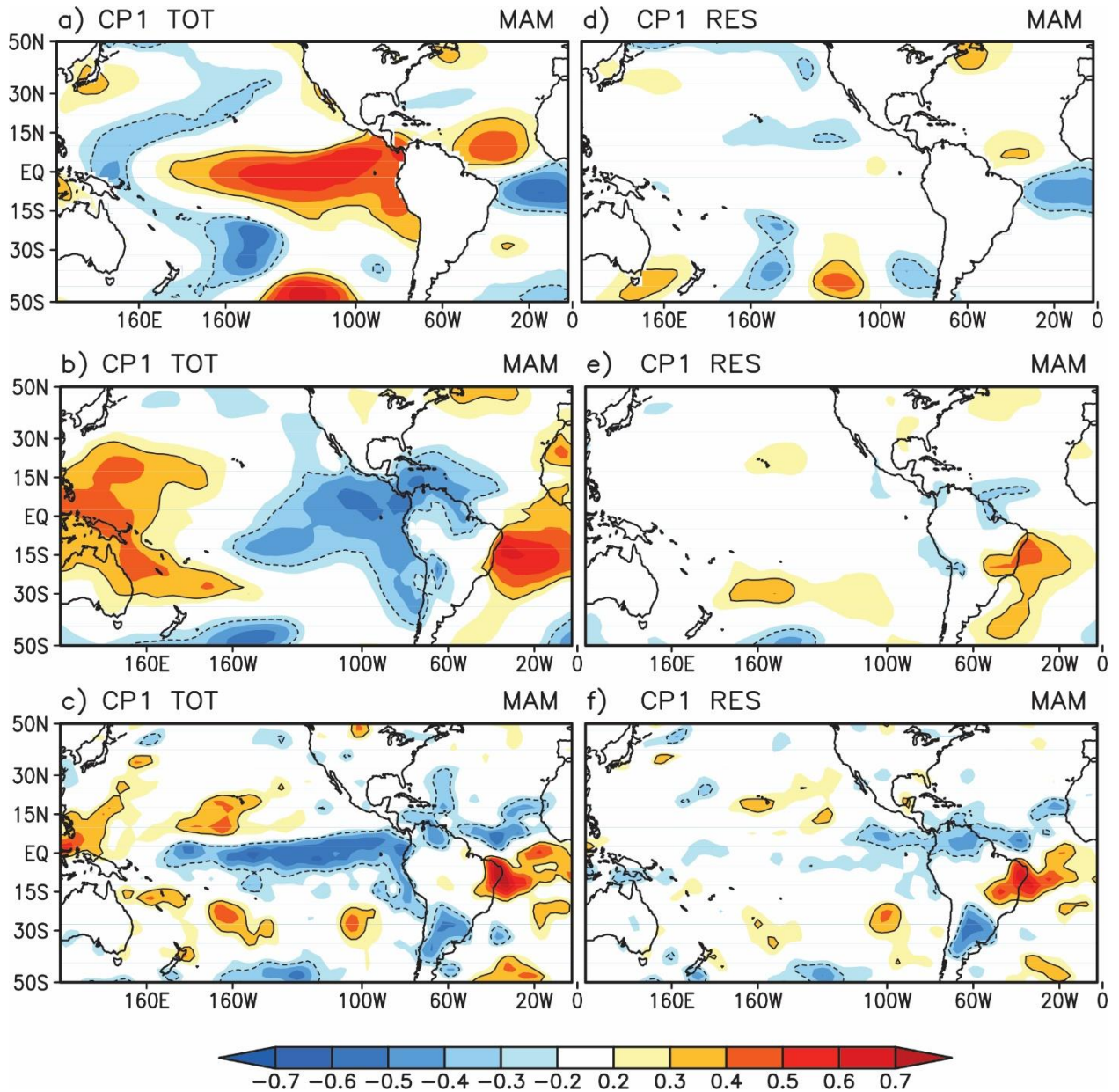


Figura 26: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para MAM: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP1 TOT e (d) CP1 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ω : (c) CP1 TOT e (f) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

O campo de anomalia de PSI (200hPa) associadas ao modo CP1 TOT apresenta um par anticiclones no Pacífico Equatorial central (figura 27). A teleconexão trópicos-extratrópicos do tipo PSA é visualizado nesse modo. A onda desloca-se ao sul Pacífico em direção à AS. As teleconexões com o HN também são evidentes. Há um padrão de onda que desloca-se do Pacífico Norte segue na direção da América do Norte alcançando os trópicos. Essas teleconexões estão associadas com mudanças que ocorrem na atmosfera em anos de

ENOS. Por outro lado, ao eliminar o ENOS as teleconexões extratropicais não são notadas. O que sugere em anos de ENOS ocorre o fortalecimento das teleconexões e que essas modulam a TSM e no Atlântico Norte, enquanto a componente não-ENOS essa relação torna-se enfraquecida pelas ausências das teleconexões extratropicais.

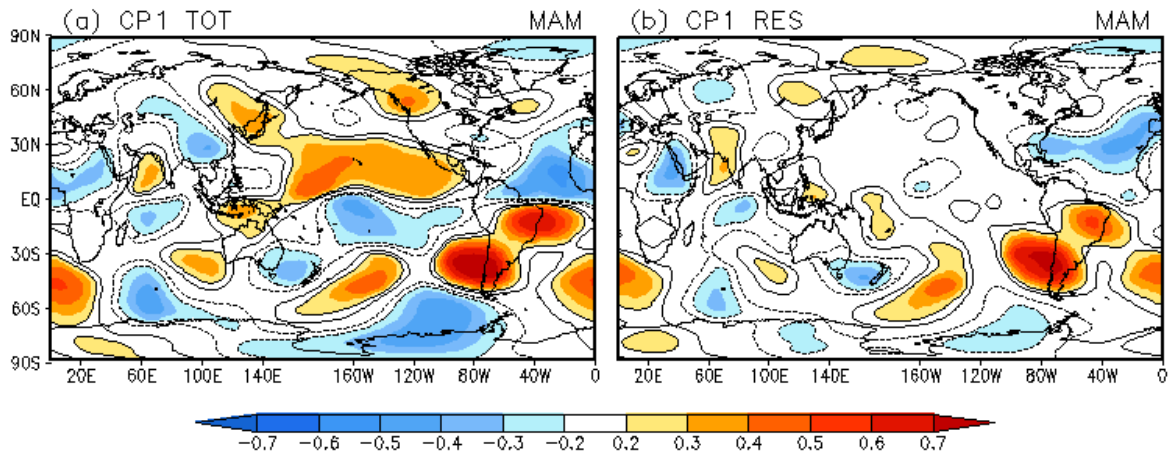


Figura 27: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para MAM: (a) CP1 TOT; (b) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Os segundos modos, EOF2 TOT e RES (figura 28a - 28d) possuem uma distribuição de anomalias de precipitação similares, porém com sinais de anomalias opostas. A variância da CP1 TOT (RES) é de 8.4% (9.0%). Esse modo é independente do ENOS, pois o ENOS explica apenas 1.0% do modo EOF2 TOT. A correlação entre a CP1 TOT e RES é de (-0.98), o que equivale a uma relação de 98%.

Na EOF2 TOT (EOF2 RES) as correlações negativas (positivas) de precipitação concentram-se no norte da AS, nos países da Colômbia, Venezuela, Suriname, Guiana, Guiana Francesa e norte da AS, sobre o oeste do Brasil também há correlações de precipitação negativa (positiva), enquanto no sul/sudeste da AS há correlações positiva (negativa).

O fluxo de umidade integrado é apresentado na figura 28c - 28d para a CP2 TOT (CP1 RES) respectivamente. Para a CP2 TOT regiões de divergência ao norte da AS (15°N) e convergência no Atlântico Tropical. Ao leste da AS e sobre o oeste do Atlântico uma circulação anti-horária transporta umidade ao leste/nordeste do Brasil que penetra no continente e é desviado ao sudeste/sul da AS. A umidade que advém do Atlântico Tropical

Norte é direcionada ao norte da Amazônia e desviado em direção ao sul/sudeste da AS, região de convergência de umidade e consequentemente anomalias de chuva positiva.

O modo CP2 RES, possui centros de convergência (divergência) ao leste (sudeste) do Brasil e Atlântico Sul. Esses centros ocasionam uma circulação horária que transporta o ar úmido do oceano para a região sudeste do Brasil, esse fluxo é desviado ao centro-leste do Brasil, na qual converge e gera anomalias positivas de precipitação. Uma parte do fluxo oriundo de sudeste do Brasil segue em direção a Amazônia e converge ao norte da AS, onde existe um centro de convergência.

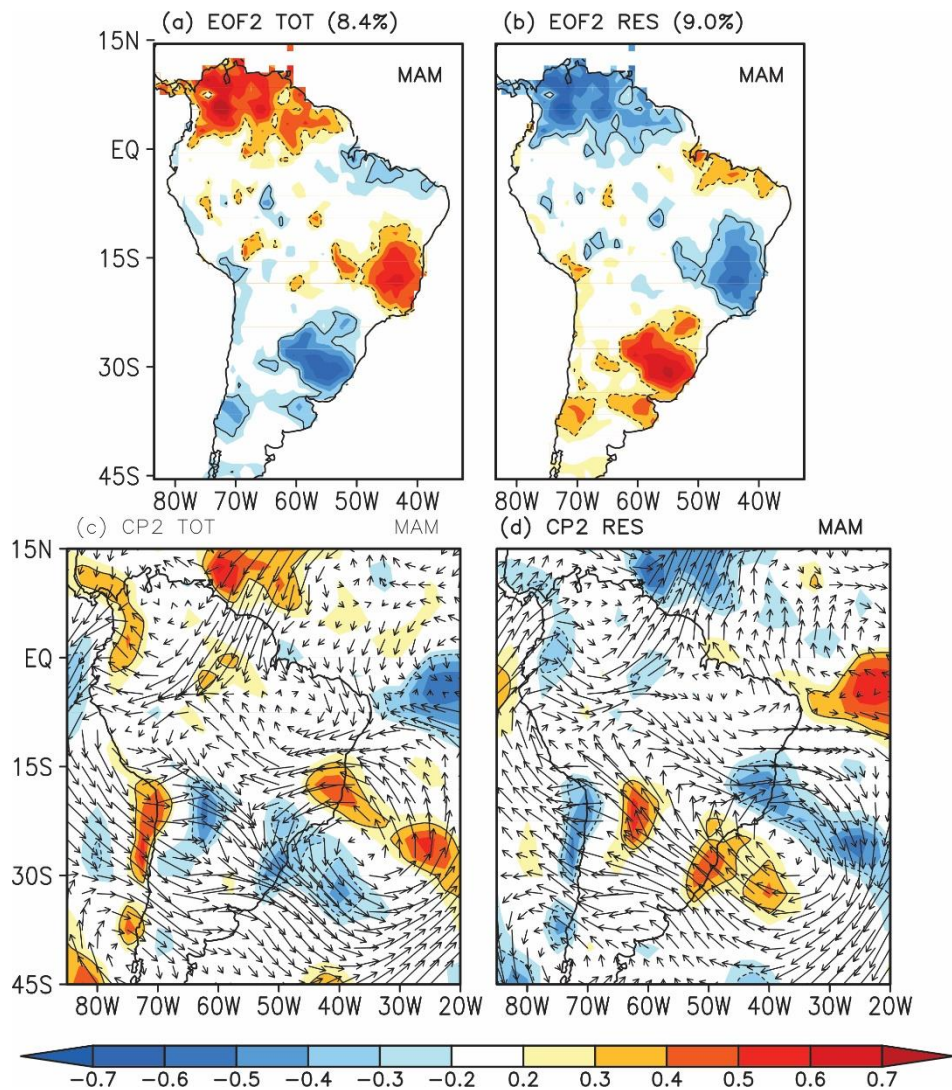


Figura 28: Modos de variabilidade interanual para a precipitação do trimestre de MAM para o período 1970-2013: (a) EOF2 TOT; (b) EOF2 RES. Correlação das Componentes Principais com as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente: (c) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Da mesma forma, as correlações da ATSM com as séries temporais CP2 TOT e CP2 RES possuem o mesmo padrão com sinais opostos na anomalia. Nesse trimestre, como descrito anteriormente o ENOS não está associado a esse modo. Logo, o modo da EOF TOT e RES é associado ao Oceano Atlântico. A figura 29 mostra essa relação. Na CP2 TOT, no Atlântico Norte há correlação positiva (negativa) de TSM e em 30°N (15°N), da mesma forma no Atlântico Sul as correlações positivas (negativas) de TSM estão centradas em 20°S (40°S). No CP2 RES o padrão oposto é visualizado.

Em relação a APNM, centros de alta (baixa) pressão para CP2 TOT (CP2 RES) são situadas no Atlântico Tropical Norte, enquanto centros de baixa (alta) pressão ao centro e sul da AS. Concomitante, o campo de ômega, a CP2 TOT (CP2 RES) possui no Atlântico Norte centros de ascendência (subsidiência) centrados em 30°N e subsidiência (ascendência) no Atlântico Sul (15° - 30°S), também no Atlântico Equatorial há convergência (divergência) para a CP2 TOT (CP2 RES).

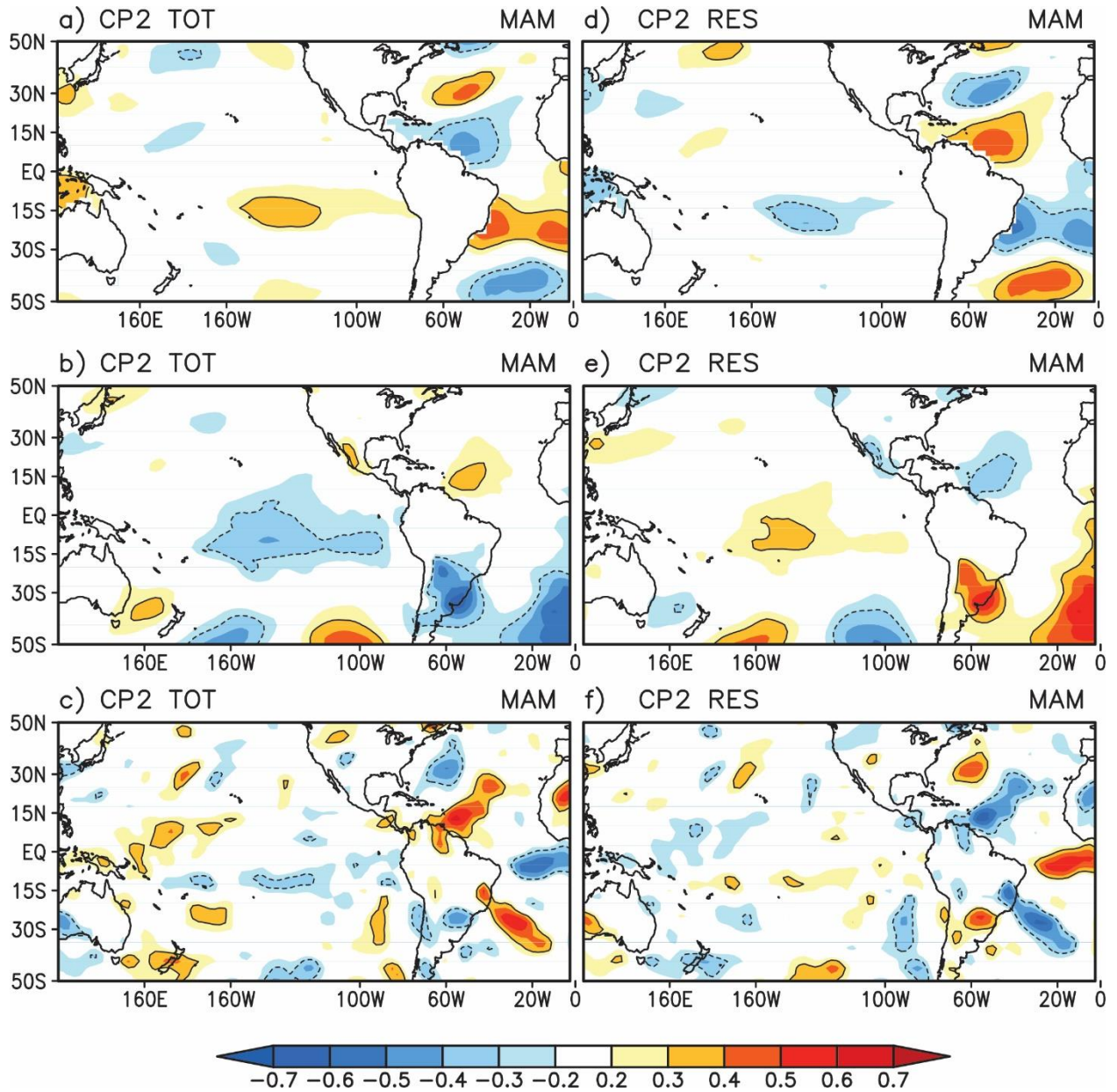


Figura 29: Correlação das Componentes Principais com os campos globais para MAM: Correlação das CP's com as anomalias de TSM: (a) CP2 TOT e (d) CP2 RES. Correlação das CP's com as anomalias de SLP: (b) CP1 TOT e (e) CP1 RES. Correlação das CP com as anomalias de Ômega: (c) CP2 TOT e (f) CP2 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

A circulação em altos níveis é mostrada na figura 30 para os dois modos (CP2 TOT e CP2 TOT). Nesse campo é visto uma onda que desloca-se do norte da Austrália segue em direção ao extratropicos e vai em direção à AS. Na figura 30a na região sudeste da AS (30°S) há uma circulação horária em altos níveis e conseqüentemente uma circulação horária em baixos níveis, essa circulação explicam a anomalias positiva de precipitação no sudeste/sul da

AS. Igualmente, a figura 30b possui o mesmo padrão de onda, porém com centros positivos/negativos contrário da CP2 TOT, na região sudeste há um ciclone em altos níveis que contribui para escassez de precipitação em superfície.

De maneira geral, a EOF2 TOT e RES não estão associados ao ENOS. Isso é evidente na correlação da CP1 TOT com ENOS que foi apenas de 1.0% e também aos padrões oceânicos e atmosféricos discutidos anteriormente. Os dois modos, total e residual, possuem uma relação de 95%, isso se deve aos campos de EOF que são similares. A correlação com TSM mostra que o principal oceano que contribui para esse padrão de precipitação é o Atlântico, Norte e Sul. Uma espécie de gradiente na TSM entre esses oceanos foi encontrado, também visualizado no campo de ômega. A circulação em altos níveis mostrou uma onda que se propaga do Oceano Índico ao continente da AS, contribuindo para as anomalias na AS subtropical.

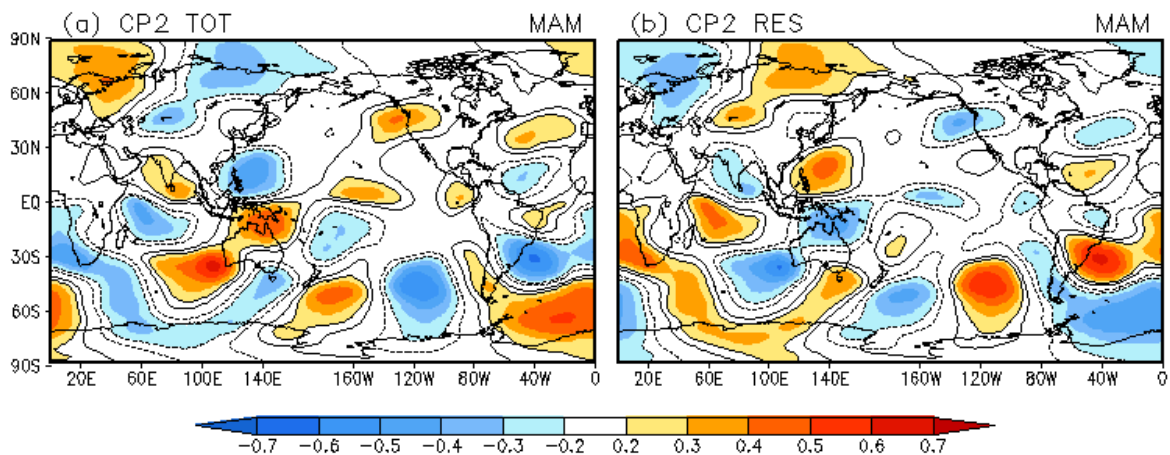


Figura 30: Correlação das Componentes Principais com as anomalias de PSI (200hPa) para MAM: (a) CP1 TOT; (b) CP1 RES. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é 0,1. Contornos contínuos (pontilhados) representam as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

4.3.5 Principais Resultados

Diversos estudos anteriores buscam encontrar os modos de variabilidade da precipitação diretamente relacionados à variabilidade da chuva interanual na AS. Principalmente nas estações da primavera e verão austral, período que grande parte da AS do sul recebe maior precipitação e está associada com clima de monção (Nogues-Paegle e Mo, 2002; Zhou e Lau, 2001). Nesse contexto, este estudo, baseado 44 anos de dados de precipitação, revelou para todas as estações do ano os modos da precipitação dominante sobre a AS. Ainda, complementando estudos anteriores buscou-se avaliar a contribuição dos componentes ENOS e não-ENOS na variabilidade de precipitação para cada estação do ano. Em relação aos estudos anteriores, Grimm e Zilli (2009) e Zilli (2008) mostraram a existência de uma relação de reversão das anomalias de precipitação na primavera para o verão em parte da região de monções (centro-leste do Brasil) o que é consistente com os resultados desse estudo, porém nossos resultados demonstram que reversão está associada a componente não-ENOS e que no inverno e outono o principal modulador da precipitação está relacionado ao Atlântico.

Em relação ao impacto do ENOS na precipitação da AS, em todos os trimestres, foram observados o dipolo da precipitação entre o norte e sul/sudeste na AS, concistentes com os resultados apresentados por Kayano *et al.*, (2017). Esse dipolo em precipitação está associado às variações da TSM no Pacífico e Atlântico tropicais, de modo que em JJA o aspecto característico principal é gradiente de interbacias entre o Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical como mostrado (Gonzalez *et al.*, 2013; Kayano *et al.*, 2017). Enquanto, os trimestres posteriores (SON e DJF) as correlações se tornaram máximas e confinadas ao Pacífico Equatorial Central, o que caracteriza a fase mais intensa do ENOS. Outro fato importante é que no período do outono do HS, MAM, há correlações do mesmo sinal entre o Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical Norte caracterizando o aquecimento no ATN após o evento no Pacífico descrito por (Andreoli *et al.*, 2004, 2012) e (Andreoli e Kayano, 2006), os quais relatam que esse trimestre é mais propício a conexão entre as bacias do Pacífico e Atlântico.

Nos campos de PNM e Ômega é notório as componentes ligadas as circulação de Walker e Hadley, mostrando que variações que ocorrem nas regiões norte/nordeste da AS associadas ao ENOS estão relacionadas às circulações de Walker e Hadley anômalas sobre essas regiões, enquanto que as teleconexões trópicos-extratrópicos explicam as variações de

precipitação na região sul/sudeste da AS. O padrão de teleconexão não está bem configurado em JJA, no entanto, na primavera, estação propícia a essas teleconexões, o modo PSA é bem estabelecido. Essa onda propaga-se para o Pacífico Sul em direção as altas latitudes e alcança a AS. No verão, quando o ENOS está na fase de maior atuação, a circulação está associada com HN, isto é, com PNA que desloca-se do centro do Pacífico em direção a América do Norte e propagam-se até a região Tropical. Na primavera, MAM, essas teleconexões enfraqueceram, porém ainda é perceptível um padrão do PSA, que possui seus máximos no Pacífico Equatorial, mas sobre a AS os centros positivos e negativos são enfraquecidos.

Em síntese, durante as estações com atuação do ENOS a variabilidade da precipitação na AS está associada a diversas mudanças na TSM, PNM e principalmente na circulação em altos níveis. Nesse estudo ficou evidenciado que precipitação na primavera e verão são moduladas principalmente pelas teleconexões extratropicais, tanto do HN como HS. No entanto, nas estações de transição (inverno e outono) o Atlântico Tropical é o principal modulador em conjunto com o ENOS na precipitação, principalmente ao norte e nordeste da AS.

Em relação aos modos da EOF, o padrão dominante de variabilidade em JJA é independente do ENOS, e está relacionado às variações que ocorrem ao longo da ZCIT associadas às variações na TSM do Atlântico Tropical. O gradiente meridional de TSM entre Atlântico Tropical Norte e Sul (figura 9) é responsável pela modulação da posição latitudinal desse sistema. Ainda, nesse trimestre, a circulação em altos níveis mostra um padrão de onda que se propaga em altas latitudes e está associado ao padrão do PSA2, descrito nos estudos de Mo e Paegle, (2001); Nogueira-Paegle e Mo, (2002). Essa onda (figura 10) propaga-se do sul do Oceano Índico, no Pacífico Sul até ao continente da AS.

O modo2 para JJA apresenta o típico dipolo com correlações negativas no norte e sul/sudeste da AS e está relacionado ao ENOS (variação explicada pelo ENOS é de 515). Nesse período, as relações com TSM, PNM e ômega mostraram um gradiente zonal de interbacias, documentadas em Gonzalez *et al.*, (2013) e Toshie Kayano *et al.* (2011). Dessa forma, o gradiente interbacias é evidente em todas as variáveis e modulam principalmente as variações no nordeste do Brasil.

No modo residual, EOF2 RES, os padrões apresentaram um dipolo entre centro-leste e sul/sudeste da AS. Esse dipolo está associado com circulação anti-horária no leste da AS. Essa circulação transporta a umidade do Atlântico Sudoeste para centro-leste do continente sul-americano. Já no continente esse fluxo é desviado para a região sudeste e contribui para anomalias positivas da precipitação na região. Em altos níveis não foi observado um padrão

de onda com relações trópicos-extratropicos, porém centros ciclônicos/anticlônicos sobre o continente da AS são consistentes com as anomalias da precipitação. A relação entre a EOF2 RES e TOT é 13%, o que não mostra uma relação significativa. Então, o modo residual está associado as circulações locais no continente e oceano Atlântico Adjacente.

Na primavera, SON, o modo EOF1 TOT apresentou um padrão de dipolo na precipitação característico do ENOS. Nesse modo, o ENOS explica 54% da variabilidade sobre a AS. As principais características é circulação horária situada no sudeste da AS, as precipitações positivas no sul/sudeste também são fortalecidas pelo transporte de umidade realizada pelos JBNS. A relação com a TSM apresenta além das correlações positivas no Pacífico Equatorial, um dipolo no Atlântico Tropical Sul. Esse dipolo modula a precipitação principalmente no NE do Brasil. Os campos de PNM e ômega são consistentes com a TSM, nessas variáveis é notada os centros de baixa pressão no centro do Pacífico central-leste associado com as regiões de ascensão, e as altas pressão no Pacífico Oeste e Atlântico Tropical associado a subsidência. Essas características definem a circulação de Walker em sua posição mais anômala. Em altos níveis a principal característica é a propagação da PSA, essa onda responsável pelas conexões trópicos-extratropicos e atua principalmente na variabilidade para chuva na região subtropical da AS.

A EOF1 RES apresenta algumas características (variância em torno de 23%) contidas no modo EOF1 TOT, principalmente àquelas associadas às anomalias da precipitação no norte/noroeste da AS. Nas demais regiões, a EOF1 RES apresenta um padrão diferente o da EOF1 TOT. Particularmente sobre as regiões sul/sudeste nenhum padrão é configurado no modo RES, logo o ENOS é o principal modulador da variabilidade nessa região. Também nesse modo residual o padrão dipolo na precipitação ocorre entre o norte e centro-leste da AS. Esse dipolo está associado com uma região de divergência e uma circulação horária sobre a AS. Na TSM é possível ver um gradiente meridional no Atlântico Tropical, com o ATN (ATS) mais resfriado (aquecido). Enquanto, a divergência/convergência concentram-se nas regiões de precipitação positiva (negativa). A circulação em altos níveis já não mostra as teleconexões entre os trópicos e extratropicos. Confirmando mais uma vez que a precipitação no sudeste, não observada nesse modo, é associada com essas teleconexões entre o Atlântico e Pacífico. Assim, o fluxo de corrente (PSI, 200hPa) apresentou centro ciclônico/anticiclônico sobre a América do Norte e essas circulações estão associadas a NAO.

Em relação ao modo 2 da primavera, o ENOS explica apenas 4% da variabilidade, indicando que esse padrão de dipolo entre o centro-leste e sudeste do Brasil é independente do ENOS. Esse dipolo na precipitação é associado principalmente a circulação horária na

região. Nesse padrão de circulação, o transporte de umidade ocorre do oceano Atlântico Sul em direção ao sudeste do continente, a qual é transportada a região centro-leste, gerando o dipolo na precipitação. Os campos de TSM, PNM e Ômega não mostram correlações significativas nos oceanos, porém a correlação entre o EOF1 RES e EOF2 TOT é de 69%, ambas apresentam anomalias no centro-leste. Assim, podemos inferir que o padrão oceânico associado a esse dipolo é o padrão dipolar no ATS. A circulação em altos níveis também mostra um padrão de onda na região da NAO, indicando que variações extratropicais podem modular o posicionamento da ZCIT e a precipitação na costa norte e Nordeste da AS, conforme discutido por (MELO *et al.*, 2009).

A EOF2 RES tem relação de 15% com a EOF TOT ($r=0.39$), essa correlação está associada com as anomalias de chuva no sudeste e nordeste do Brasil. O mesmo mecanismo gera o padrão de precipitação nesse modo. Uma circulação anti-horária, porém cabe ressaltar que essa circulação está posiciada mais ao norte em relação a do EOF2 TOT. As circulações em altos níveis mostram centros ciclônicos/anticiclônicos sobre o sul e sudeste da AS, as quais contribuem para a precipitação nessas regiões.

Sumarizando, o SON possui uma relação com ENOS (EOF1 TOT), porém as principais variabilidades da chuva, centro-leste e nordeste da AS, está associado ao gradiente inter-hemisférico no Atlântico, modulado principalmente pelo Atlântico Tropical Sul. Mostrando que em uma escala interanual, na primavera, o Atlântico possui papel fundamental nas precipitações sobre a costa leste da AS, ainda as precipitações posicionadas ao norte do continente podem estar relacionadas com a variabilidade da NAO.

No verão, DJF, o ENOS explica 37% do padrão de variabilidade dominante de precipitação, enquanto que os 63% restantes são explicados por variações não associadas ao ENOS. Esse modo é caracterizado por um dipolo entre o norte/noroeste e centro-leste da AS e a relação com o ENOS, restringe-se principalmente à região norte da AS. O fluxo de umidade nessa estação sobre o continente é oriundo do Atlântico Norte, o fluxo que adentram o continente desvia nos Andes e converge no centro, enquanto no norte há as divergências de umidade, e conseqüentemente escassez de precipitação.

A relação com TSM mostra as características oceânicas do ENOS, mas também a teleconexão com o Atlântico. As correlações positivas situadas no Pacífico Equatorial central estão em fase com Atlântico Norte. Essa relação entre o Atlântico Norte e Pacífico é claro no campo de PNM que além de mostrar os centros de baixa (alta) sobre o Pacífico Central (Pacífico Oeste), há também um padrão de dipolo no Atlântico Norte, que modula o posicionamento da ZCIT e conseqüentemente a precipitação no nordeste/centro-leste do

Brasil. Esse dipolo também foi observado no campo de ômega, consistente com as APNM. Em altos níveis, a conexão tropicos-extratropicos é associado ao PNA que é mais intenso no inverno boreal, ou seja, em DJF. A propagação do PNA é claramente observado na CP1 TOT, logo essas teleconexões também associam aos centros de alta/baixa pressão vista na PNM.

No mesmo contexto, A EOF1 RES possui um dipolo correlações positivas no NE e centro-leste e negativas no sudeste e noroeste da AS. A correlação entre as séries CP1 TOT e RES é de 58%, isso mostra que ambos os modos possuem um alto grau de relação. Essa relação está diretamente associada as anomalias da precipitação no centro-leste e sudeste da AS. Na EOF1 RES, é possível afirmar que a componente não-ENOS é o principal modular da precipitação nessa região da AS. Mesmo sem a influência do ENOS a precipitação sobre essa região não sofre considerável modificação, exceto o extremo norte e sul/sudeste da AS, que estão associadas aos conexões tropicos-extratropicos. O transporte de umidade intensifica-se na componente não-ENOS, a circulação hóraria é bem configurada o que gera as correlações negativas da precipitação no sudeste da AS. Essa circulação está associada a região Atlântico Sudoeste que apresenta correlações significativas com a série temporal. As correlações em altos níveis também mostram a propagação de onda associada a NAO, logo essa variabilidade possui maior intensidade na estação do verão e atua na variabilidade precipitação no NE e centro-leste do Brasil.

A EOF2 TOT apresenta o dipolo da precipitação entre o norte e o sudeste da AS, o ENOS explica 41% desse padrão. As precipitações no norte da AS estão associada ao centro de convergência na região, enquanto no sudeste ao transporte oriundo do Atlântico Sul. Esse padrão também é fortalecido um centro ciclônico na costa-oeste da AS. O campo de TSM apresenta correlações significativas sobre a região do Pacífico Equatorial e também um dipolo no Atlântico Sul. O dipolo na região do Atlântico Sul atua principalmente configuração da circulação horária na região sudeste. Os campos de A PNM e Ômega mostram as características oceânicas e atmosféricas da circulação de Walker. Enquanto, a circulação em altos níveis mostra padrão do PSA1 e também do PNA, os centros são intensificados e ocorre a propagação pelo HS e HN.

O EOF2 RES apresenta uma relação com o EOF1 TOT de 7% o que mostra a independência desses padrões. A principal característica da EOF2 RES é o dipolo entre o centro leste e sul/sudeste da AS. A circulação é similar ao encontrado na CP2 TOT, porém no modo residual a circulação ciclônica intensifica-se definindo o dipolo na AS. Além disso, há o transporte da região sudeste para o norte da AS, que segue no sentido no Atlântico Tropical Norte. Nos campos de TSM, PNM e Ômega poucas relações foram encontradas, porém é

evidente as correlações negativas no sudoeste do Atlântico. Na circulação em altos níveis é notada uma circulação associada ao PNA, porém com menor intensidade da EOF2 TOT, ainda no sul centros ciclônicos/anticiclônicos modulando o dipolo da precipitação nesse modo.

Em suma, no verão o dipolo entre o centro-leste e sudeste da AS é um padrão característico da estação. Certamente, esse dipolo não está associado ao ENOS, uma vez que ele fica mais evidente na componente não-ENOS. O padrão típico do ENOS sobre a AS apenas foi encontrado para EOF2 TOT (46% associado ao ENOS). Assim, em uma escala interanual é de total importância o monitoramento do Atlântico Sul e Sudoeste, pois essas regiões contribuem para fortalecer a circulação na região sudeste do Brasil e gerar um dipolo nas regiões centro-leste e sudeste.

Outro importante resultado é que a precipitação tende a inverter o dipolo entre o centro-leste e sudeste da primavera para o verão documentado Grimm and Zilli, 2009 e Zilli, 2008), porém é evidente nesse estudo que essa inversão na precipitação e circulação é melhor configurada na componentes não-ENOS. Mostrando que nessas estações a reversão da precipitação da primavera para o verão estão associados particularmente com mudanças da TSM do Atlântico Sul. Outro importante resultado é que na primavera as teleconexões entre trópicos-extratropicais é caracterizado pelo PSA1, enquanto no verão está associada ao PNA e também NAO. Essas teleconexões afetam principalmente o norte e sul da AS, uma vez eliminando a componente do ENOS, elas enfraquecem sobre o Oceano Pacífico, mas ainda são significativas na América do Norte e sobre o continente da AS.

Em MAM, no outono, o ENOS explica 26% do modo da EOF1 TOT com correlações positivas no noroeste e sudeste, enquanto anomalias positivas no sul/sudeste da AS. Esse dipolo é caracterizado principalmente por uma circulação anti-horária ao leste do continente sul-americano. Nas relações com TSM é possível ver que o padrão de MAM é explicado por uma pequena porcentagem associada ao Pacífico, mas também pelo gradiente meridional no Atlântico Tropical. Os oceanos Pacífico Equatorial e Oceano Atlântico possuem anomalias de mesmo sinal, correlações positivas. O gradiente é discutido nos estudos de (Andreoli *et al.*, 2004; Andreoli e Kayano, 2007). Esse gradiente com as anomalias positivas no Oceano Atlântico Norte (Sul) geram (aumento) escassez da precipitação na região norte (nordeste e centro-leste). Os campos de PNM mostram os centros de baixa/alta pressão associadas as regiões mais aquecidas/refriadas no Pacífico Leste/Oeste, no entanto uma alta pressão também é observada no Atlântico Sul, associada as TSM negativas nessa região. No ômega há convergência no Pacífico Equatorial, enquanto no Oceano Atlântico o dipolo meridional também é evidente com centros de convergência/divergência no Atlântico tropical norte (sul).

Na circulação em altos níveis esse modo está associada a propagação do PSA1, essa teleconexão associa-se principalmente as anomalias da precipitação na América do Sul Subtropical.

Na EOF 1 RES, que apresenta 72% de relação com o a EOF1 TOT possui as mesmas características no padrão de EOF. As correlações positivas são situadas no norte e sudeste/sul, enquanto as negativas no nordeste e centro-leste da AS. Ao retirar a componente do ENOS as anomalias no sul e sudeste da AS se enfraquecem, confirmando que essas anomalias de precipitação estão associadas com teleconexões dos trópicos-extratropicais. A circulação no sudeste do Brasil se inverte do modo total para o residual, a CP1 RES possui uma circulação horária. Apesar da circulação inverter seu sentido de um modo para outro a precipitação não sofre consideráveis modificações ou mesmo inversão do dipolo entre o sudeste e o centro-leste. Esse comportamento é explicado pelo gradiente meridional, que apesar de menos intenso, principalmente o Atlântico norte, ainda está presente no modo residual. Assim, mesmo o gradiente interbacias estando enfraquecido possui forte influência no nordeste e centro-leste do Brasil. As circulações em altos níveis mostram que o PSA ou PNA não estão presentes no modo residual. Logo, conclui-se que o enfraquecimento das anomalias do Atlântico Norte está associada a ausência das teleconexões entre extratropicais no HN, enquanto as anomalias positivas no sul da AS diminuem sua intensidade associada ao PSA.

O modo EOF2 TOT da precipitação possui correlação com o ENOS de 1% que mostra que esse padrão é independente do ENOS. A EOF2 TOT apresentou correlações positivas no sudeste e correlações negativas no noroeste e leste da AS. De fato, os campos de TSM mostram correlações da série temporal com esse modo apenas no Atlântico. Um gradiente com anomalias positivas no Atlântico Tropical Sul e negativas no Atlântico Norte e Sul. Essas anomalias são responsáveis pelo modo EOF2 TOT. O fluxo de umidade apresenta uma circulação anticiclônica no Atlântico Sul que favorece o dipolo da precipitação entre leste e sudeste da AS. Esse modo além de estar associado às TSM do Atlântico, também está associada a um padrão de onda que se origina no sul do oceano Índico se propaga pelo Pacífico Sul e alcança a AS. No continente da AS a onda propaga-se até trópicos o que são consistentes com os modos da EOF2 TOT.

O EOF2 RES apresenta relação com o EOF2 TOT de 95% ($r = -0.98$). Esses possuem o mesmo modo, porém com sinais opostos em todas as variáveis. Da mesma forma esse modo é associado as modulações da TSM do Atlântico e também a propagação de uma onda de altas latitudes para o continente da AS. É importante destacar que esse modo apresentou uma

variação de escala decenal (figura 7 o-p). Logo, essas variações no Oceano Atlântico e modo da precipitação estão associados a uma variabilidade de mais baixa frequência.

Sumarizando, o trimestre de MAM o ENOS está associado somente ao EOF1 TOT, porém nesse modo ocorre o gradiente interbaicas que contribui diretamente para precipitação no norte e nordeste. Ademais, todos os outros modos a principal componente da variabilidade é o Atlântico. Nos primeiros modos, o gradiente atua principalmente na variabilidade sobre o norte e nordeste, uma vez que na componente não-ENOS esse gradiente se enfraquece, porém ainda é significativo na precipitação. Por outro lado, a EOF2 TOT e RES estão associados as flutuações da TSM do Atlântico em uma escala de baixa frequência, a decenal. Assim, podemos concluir que a principal forçante no trimestre de MAM é uma forçante local, ou seja, o Atlântico.

4.4. Precipitação e sua relação com a Vazão da Bacia do Paraná

As vazões e precipitação da Bacia do Paraná foram divididas por sub-bacias: Paraná-Paranapanema, Rio Grande e Rio Paraná. Baseado nas CP's principais de SON e DJF, períodos em que a região sudeste recebe maiores volumes de precipitação, calculou-se os eventos extremos positivos e negativos para cada trimestre. Os anos selecionados para cada CP's (TOT/RES) referente a SON e DJF são mostrados na tabela 1 – 2, respectivamente. Em seguida, para os dois trimestres, são mostradas o gráfico da média mensal de vazão e precipitação das estações selecionadas. Para as análises referentes ao trimestre de DJF são apresentadas as composições das vazões e também da precipitação que ocorreram desde junho do ano correspondente ao início da estação até o mês de maio do ano seguinte.

4.4.1 Primavera Austral – SON

4.4.2 – Sub- Bacia: PARANÁ-PARANAPANEMA

Os perfis médios anuais da vazão e da precipitação da sub-bacia do Paraná – Paranapanema são mostrados na figura 31. Climatologicamente, a sub-bacia do Paraná-Paranapanema tem maiores descargas nos meses de dezembro-março (acima de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$) e menores descargas entre os meses de julho-novembro (abaixo dos $1000 \text{ m}^3/\text{s}$). Os meses com maiores vazões médias das estações são os de dezembro a março o que corresponde ao período chuvoso dessa bacia. Enquanto maiores reduções de vazão concentram-se nos meses de julho a outubro com os mínimos entre agosto e setembro o que corresponde ao período seco da região. As variações nas descargas mensais são consistentes com o comportamento da precipitação observada na figura 31 (a-b). Os máximos da precipitação ocorrem entre setembro a fevereiro (acima de 200 mm), enquanto os menores acumulados ocorrem nos meses de abril a agosto (abaixo de 100 mm).

Na CP1 TOT (figura 31a) os anos negativos (positivos) estão associados a diminuição (aumento) de chuva na sub-bacia. O ENOS explica 54% da variabilidade desse modo. Logo, os anos positivos (negativas) estão associados às condições de El Niño (La Niña). Assim, durante o trimestre de SON a vazão dos anos (+) são superiores aos anos (-). Nos anos positivos, a descarga e precipitação possuíram um crescimento durante a estação de SON, porém não progressivo. Nesse trimestre, o mês de outubro apresentou maiores descargas em relação aos meses de setembro e novembro. Por outro lado, os anos (-) a precipitação e vazão não apresentaram nenhuma tendência de crescimento em SON.

Nesse modo é possível observar que os anos (+) são superiores aos (-) desde o mês de maio, igualmente a precipitação possui aumento dos acumulados a partir de abril e prolonga-se até SON. A vazão nos anos positivos parece ter um mês de retardo em resposta à precipitação. A precipitação é superior aos anos positivos a partir de abril, enquanto a resposta na vazão ocorre no mês seguinte, em maio. Isso sugere que as anomalias da precipitação e vazão de SON estão associadas também com variações que ocorrem em meses anteriores.

O modo residual não está associado a condição de ENOS, mas a mudanças que ocorrem no Oceano Atlântico. Os anos negativos (positivos) estão associados ao aumento (diminuição) da precipitação e vazão. De fato, a figura (31 c-d) mostra que os anos (-) são superiores em relação aos (+) para a precipitação e vazão. A precipitação dos anos (+) são superiores aos (-) desde o mês de maio e as descargas mensais respondem a precipitação, que apresenta valores superiores aos anos (+) a partir de março. Novamente, as condições anômalas da precipitação e vazão de SON pode estar associada a resposta de meses anteriores.

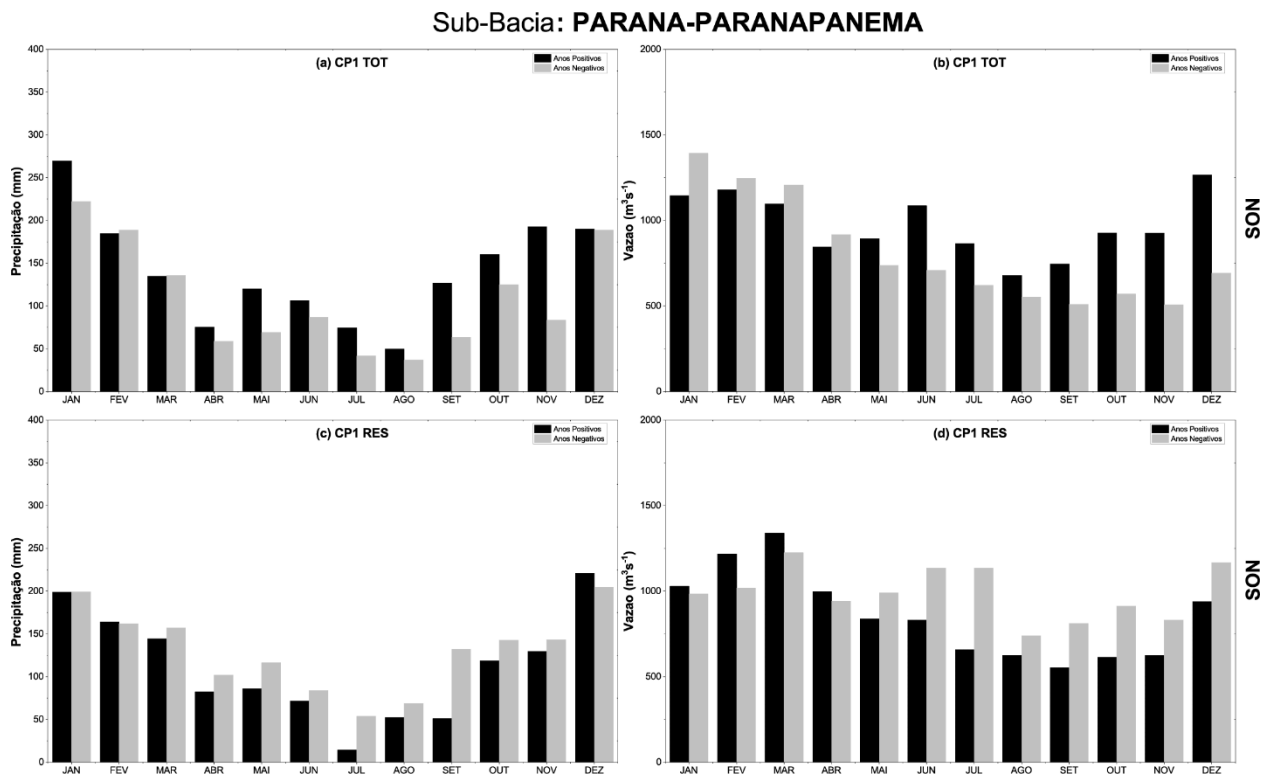


Figura 31: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Parapanema para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CPI TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CPI RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CPI TOT (anos positivos/negativos) e (d) CPI RES (anos positivos/negativos).

Referente ao segundo modo, a figura (17 a-b) representam o modo EOF da CP2 TOT e RES. O ENOS explica aproximadamente 5% da CP2 TOT. Baseado nelas as regiões sudeste possuem correlações negativas da precipitação para ambos os modos. Assim, nesses CP2 TOT e RES os anos positivos (negativos) estão associados a menor (maior) precipitação. A descarga mensal da CP2 TOT não é possível observar uma acentuada diferença entre as descargas dos anos positivos e negativos (figura 32f). O comportamento das descargas é uma resposta da precipitação, que no trimestre de SON não apresenta variações entre os anos (+) e (-). Logo, a singular variação da precipitação implica em uma pequena variação das descargas, o que mostra que a vazão tem resposta direta da precipitação. Da mesma maneira, a descarga associada a CP2 RES possui um comportamento anual similar entre os anos (+) e (-), (figura 32g). No período de SON há um pequeno acréscimo das descargas nos anos negativos.

Sintetizando, na CP2 TOT e RES não é possível ver uma diferença clara entre as descargas dos anos (+) e (-), essa pouca amplitude está associada a precipitação que possui pouca variação nos trimestres de SON.

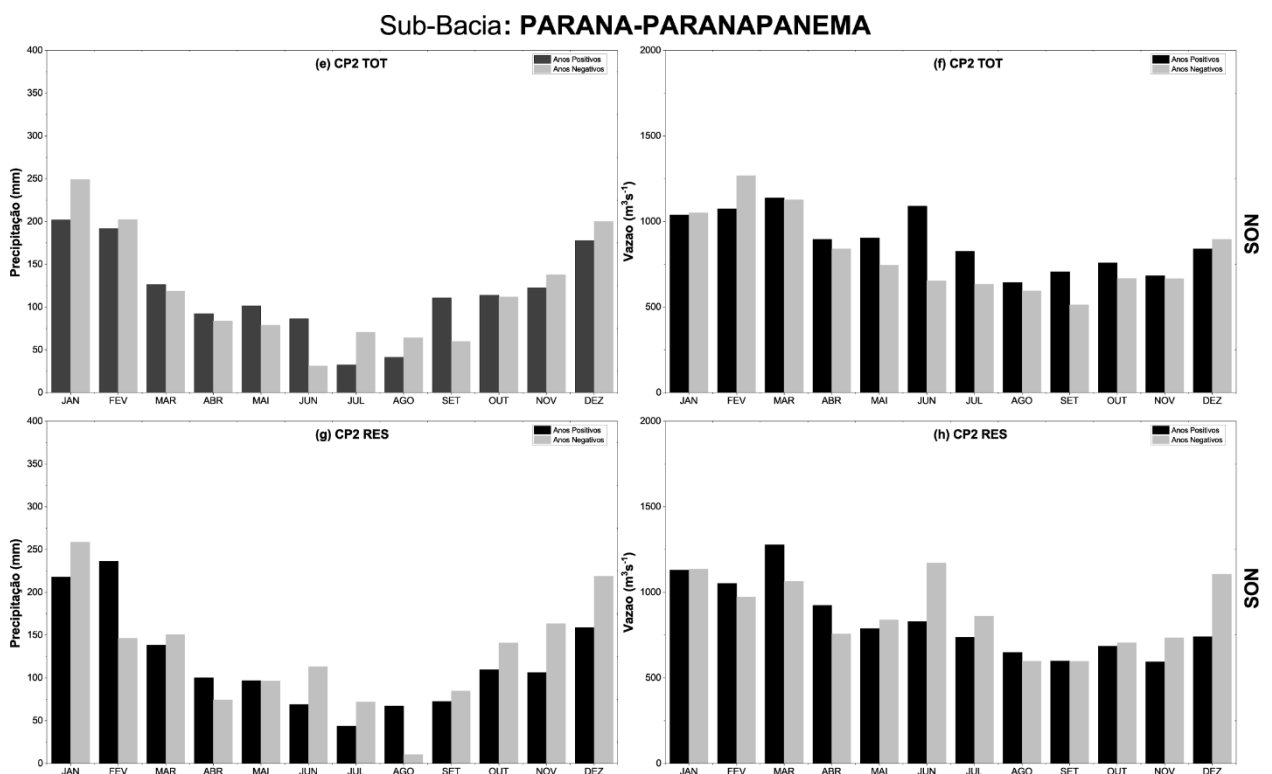


Figura 32: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Paranapanema para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos).

4.4.3 – Sub- Bacia: RIO GRANDE

A descarga mensal da sub-bacia do Rio Grande para os dois modos é apresentada na figura (33- 34). As principais características climatológicas são maiores descargas no período de dezembro-março variando entre 3000 – 4000 m³/s. Igualmente a precipitação que possui os máximos (200 mm) em dezembro-março, já as menores descargas concentram-se abaixo de 200 m³/s nos meses de julho a outubro e a precipitação de maio-setembro (abaixo de 100 mm).

A descarga mensal da sub-bacia do Rio Grande para o modo total é apresentada na figura (33a). Na CP1 TOT, no trimestre de SON, os anos (+) estão associadas às maiores descargas do que em anos (-). Nesse trimestre a precipitação e a vazão possui um crescimento gradativo, a precipitação tem maiores volumes em novembro-dezembro, enquanto com os máximos de descarga concentram-se em dezembro. Esse comportamento mostra que a vazão possui pelo menos um mês de retardo de resposta para a precipitação.

A figura 33 (c-d) representam a precipitação e vazão para o modo residual. Nesse modo a vazão segue as características associado com a precipitação em SON. Os anos positivos (negativos) estão associados a menor (maior) precipitação na região sudeste da AS.

Os anos negativos possuem maiores descargas em relação aos anos positivos. Esse perfil é visualizado no trimestre de SON, mas também é possível observar que esse comportamento teve início no mês de abril. Na mesma forma, a precipitação apresentou maiores acumulados desde o mês de abril. Assim, as maiores descargas dos anos (-) não são uma resposta somente das chuvas que ocorrem durante o trimestre de SON, mas da persistência dos padrões anômalos desde o mês de abril.

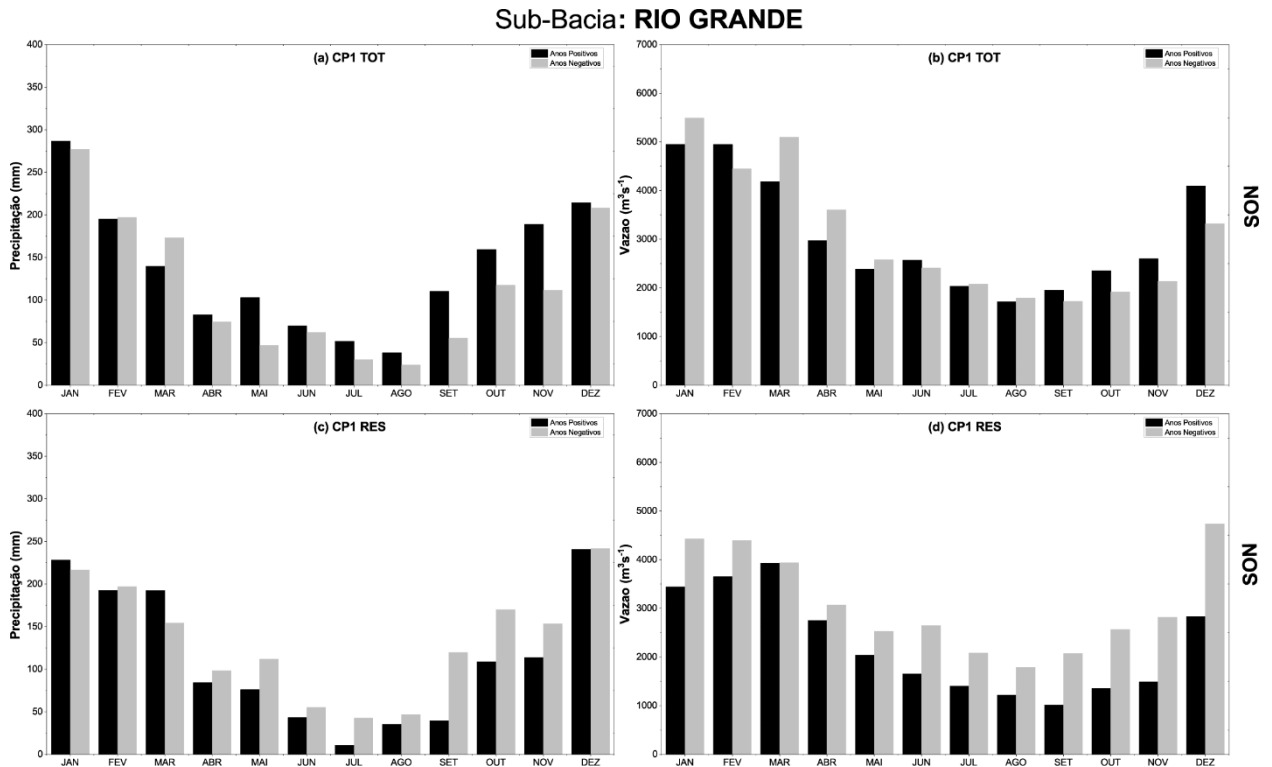


Figura 33: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Grande para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos).

Comportamentos sazonais similares ao primeiro modo são notados para o segundo modo. As precipitações dos anos positivos são maiores que dos anos negativos em SON. As descargas mensais possuem o mesmo comportamento. A vazão nesse trimestre tem um comportamento de crescimento gradativo, há um crescimento desde setembro com pico máximo em dezembro.

Em relação a CP2 RES os anos negativos estão associados as maiores precipitações. Em SON a descarga dos anos negativos torna-se superior à dos anos positivos. Esse comportamento mostra que a vazão responde intrinsecamente a variação da precipitação.

De forma geral, na CP2 TOT os anos positivos (associados à diminuição na chuva) apresentaram maiores descargas em relação aos anos negativos (associados ao aumento da precipitação) no trimestre de SON. Por outro lado, a CP2 RES possui as descargas dos anos negativos superiores às dos anos positivos.

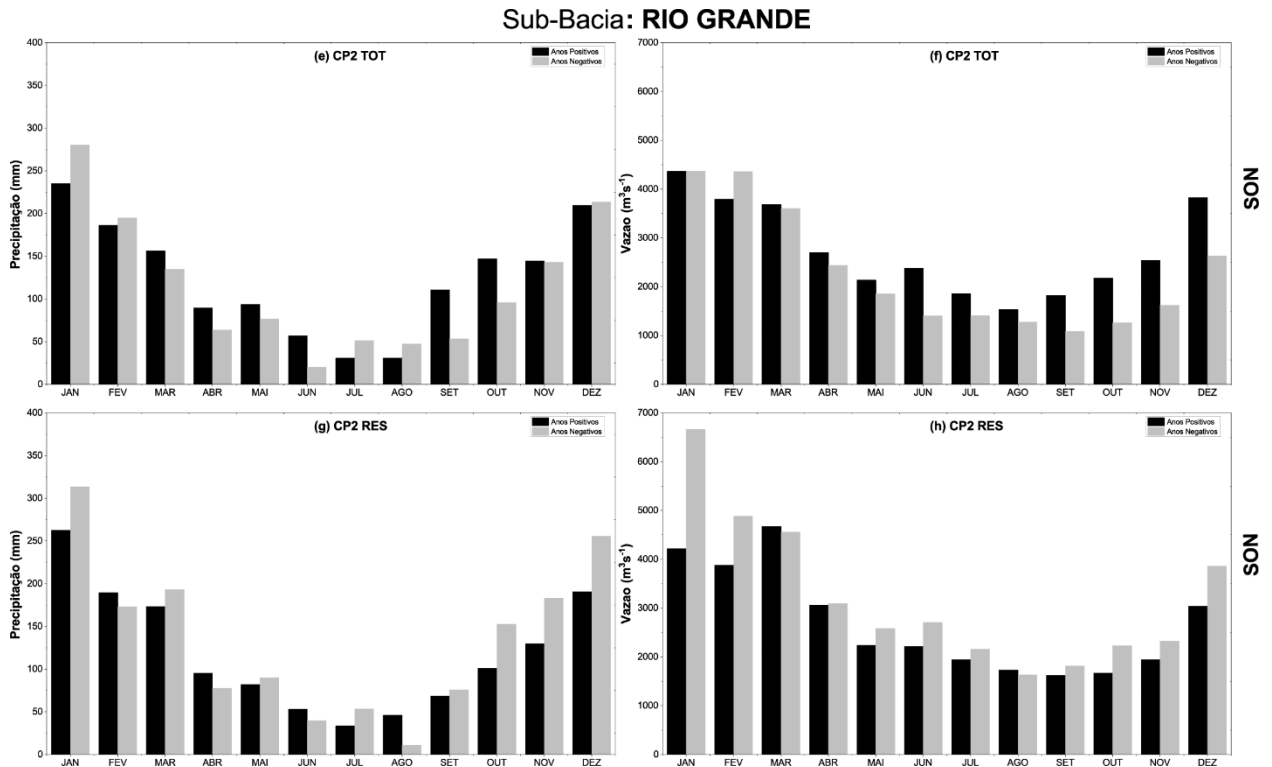


Figura 34: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Grande para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos).

4.4.4 – Sub- Bacia: RIO PARANÁ

A figura 35-36 representa a vazão mensal ao longo do ano para a sub-bacia do Rio Paraná. Os maiores acumulados ocorrem de dezembro – março (acima de 1000 m³/s) e os menores em julho-setembro (abaixo dos 1000 m³/s).

No trimestre de SON os anos (+) possuem maiores valores de descarga do que os anos (-) para CP1 TOT. Assim, os anos positivos estão associados a aumento da precipitação. A figura 35a mostra que precipitação possui um crescimento gradativo a partir de SON, da mesma forma a vazão. Os máximos das descargas ocorrem em dezembro, possivelmente uma resposta da precipitação que ocorreu nos meses anteriores.

Enquanto, na CP1 RES as descargas dos anos negativos são maiores do que em anos positivos. A precipitação apresenta um perfil de aumento na precipitação a partir abril, com maior amplitude no trimestre de SON, estação analisada. Em dezembro, apesar dos anos (+) e (-) possuírem acumulado da vazão praticamente similar, a vazão nesse mês é superior a SON. Isso pode estar associado a resposta da vazão, que em média possui em torno de dois meses de retardo de resposta a precipitação.

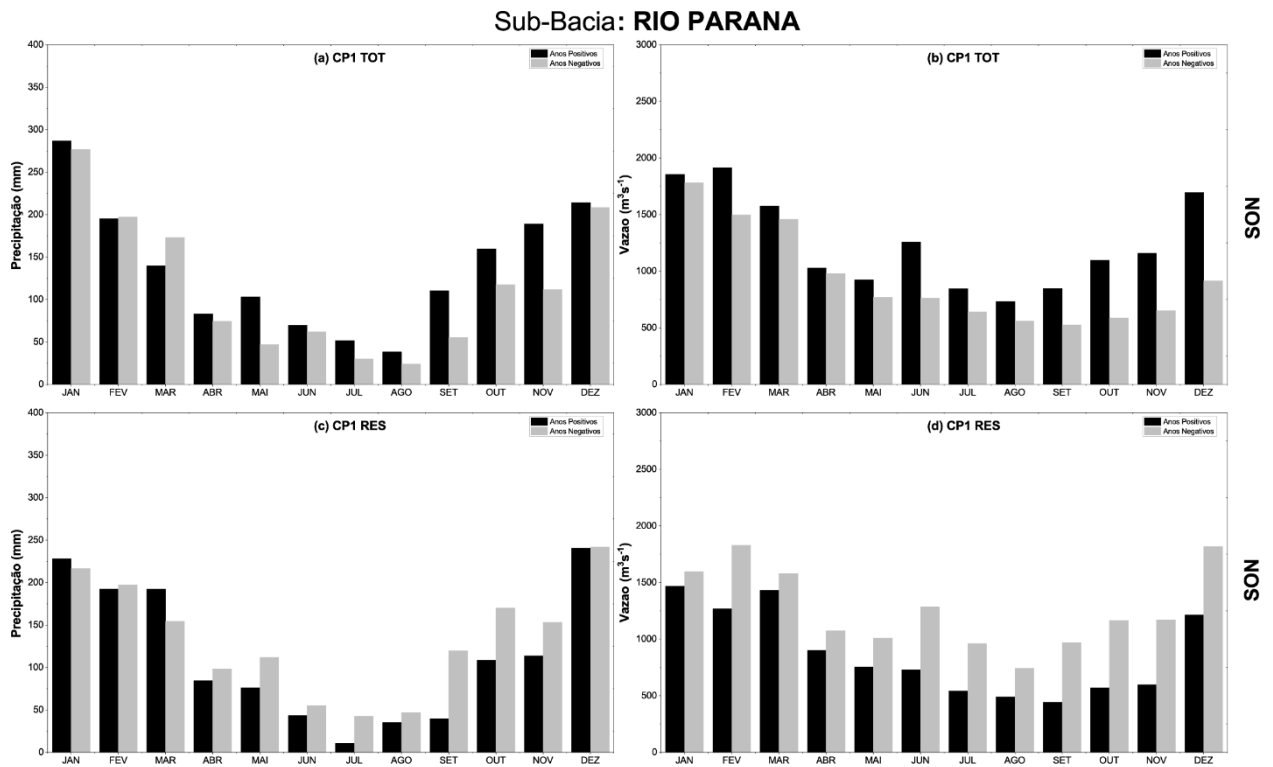


Figura 35: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Paraná para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos).

As descargas dos anos positivos da CP2 TOT (figura 36 f) são superiores aos anos negativos principalmente em SON. Nesse trimestre, a precipitação dos anos (+) não possuem uma grande amplitude para os anos (-), por exemplo, em novembro os valores são praticamente iguais nos positivos/negativos, porém na vazão anos (+) são superiores aos (-). Diferente da CP2 TOT, as descargas das CP2 RES os anos negativos são superiores aos dos anos positivos (figura 36h), em SON. O mesmo perfil é observado no perfil da precipitação, que mostra maior amplitude em SON e dezembro.

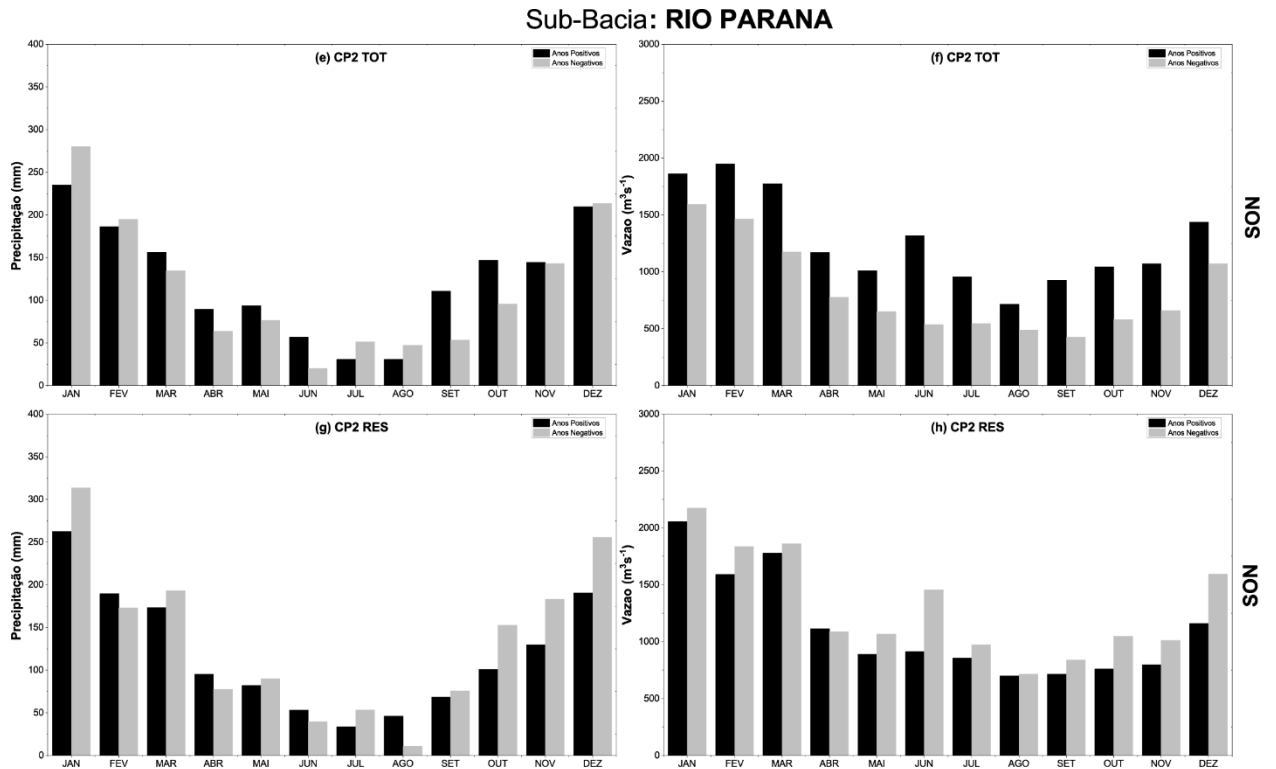


Figura 36: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Paraná para os anos extremos das Componentes Principais da precipitação de SON. Acumulado da precipitação mensal: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos).

4.4.5 Principais Resultados – SON

O ENOS explica 54% da variabilidade do modo CP1 TOT. Assim, os anos positivos (negativos) estavam associados com aumento (diminuição) de chuva nas sub-bacias em decorrência do ENOS. As vazões para esses modos foram consistentes com esse perfil. A CP1 TOT nos anos positivos possuiu maiores descargas, assim como a precipitação na drenagem dessas sub-bacias. O modo residual explica apenas 15% do modo total. Neste caso, as variações na região sudeste estão associadas às mudanças na TSM do Atlântico. Os anos negativos (positivos) estão associados a maior (menor) precipitação na região.

Em adição a esses resultados, a figura 37 apresenta a composição dos fluxos de umidade para os anos positivos e negativos. O objetivo dessa composição é mostrar comportamento do transporte nesses anos e como esse transporte fortalece e/ou diminui a precipitação na região da bacia do Paraná.

Na CP1 TOT, os anos positivos estão associados às maiores precipitações na região sudeste da AS e ocorre um transporte de umidade do sul da Amazônia para a região (figura 37a). Esse transporte é fortalecido principalmente pelos JBNS, assim na região sudeste há um centro de convergência que fortalece a precipitação, e conseqüentemente a vazão das sub-bacias. Entretanto, a figura 37b mostra que nos anos negativos o transporte da umidade pelo JBNS é enfraquecido e uma circulação horária transporta a umidade ao centro-leste do Brasil. Na região da bacia do Paraná há divergência de umidade e assim, as menores precipitações e descargas ocorrem nos anos negativos.

Na CP1 RES, a região sudeste do Brasil não apresenta correlações significativas (ver EOF1 RES, figura 17b), porém no campo de fluxo de umidade para os anos selecionados (figura 37 c-d) apresentam região de divergência (convergência) nos anos positivos (negativos). Como já discutido antes, os anos positivos estão associados a menores precipitações e os negativos a maiores. Isso é consistente o fluxo de umidade, logo, em anos que o ENOS não está atuando as menores descargas dos rios da bacia do Paraná estão associadas ao transporte de umidade da região sudeste da AS para o centro da Amazônia, enquanto nos anos de maiores descargas um transporte inverso fortalece a precipitação e vazão dessa bacia.

O segundo modo total, CP2 TOT, o ENOS explica aproximadamente 5.0% da variabilidade da precipitação. Esse modo está associado a mudanças principalmente que ocorrem no Atlântico Sudoeste, próximo à costa leste da AS (figura 37 e-f). O transporte de umidade nessa região é realizado por uma circulação horária na região sudeste/centro-leste da

AS. Essa circulação transporta a umidade para a região sudeste o que gera maior precipitação e maiores descargas. Enquanto, os anos negativos associados as menores precipitação a circulação inverte sua rotação e torna-se anti-horária. A circulação transporta umidade do continente para o oceano e gera a escassez da precipitação e vazão da bacia do Paraná.

A CP2 RES explica apenas 15% da variabilidade do modo CP2 TOT, logo parte das variações dessa bacia também estão associadas a variações no Atlântico. Nos anos positivos, associados as menores precipitações, há um transporte do Atlântico Sul para a região sul da Amazônia, enquanto os anos negativos ocorre um transporte do centro da Amazônia em direção ao sudeste da AS (figura 37 g-h). Dessa maneira, as descargas da bacia do Paraná na CP2 RES estão associadas principalmente com transporte oriundo do Atlântico Sul.

Outro aspecto importante, é que em alguns casos o padrão de aumento de vazão e precipitação de um ano para outro tem início em meses antes ao trimestre de SON. As descargas também prologam-se, tanto positiva como negativas, por um mês. O tempo de resposta da vazão em relação a precipitação é de em média dois meses. Então, a precipitação em SON gera máximas descargas até dezembro. Assim, é possível destacar que em anos de ENOS as descargas da bacia do Paraná são fortemente influenciadas pelo transporte de umidade pelo JBNS, enquanto nos anos de não-ENOS o Atlântico possui importante papel no transporte de umidade, em alguns modos fortalece a circulação na região leste da AS.

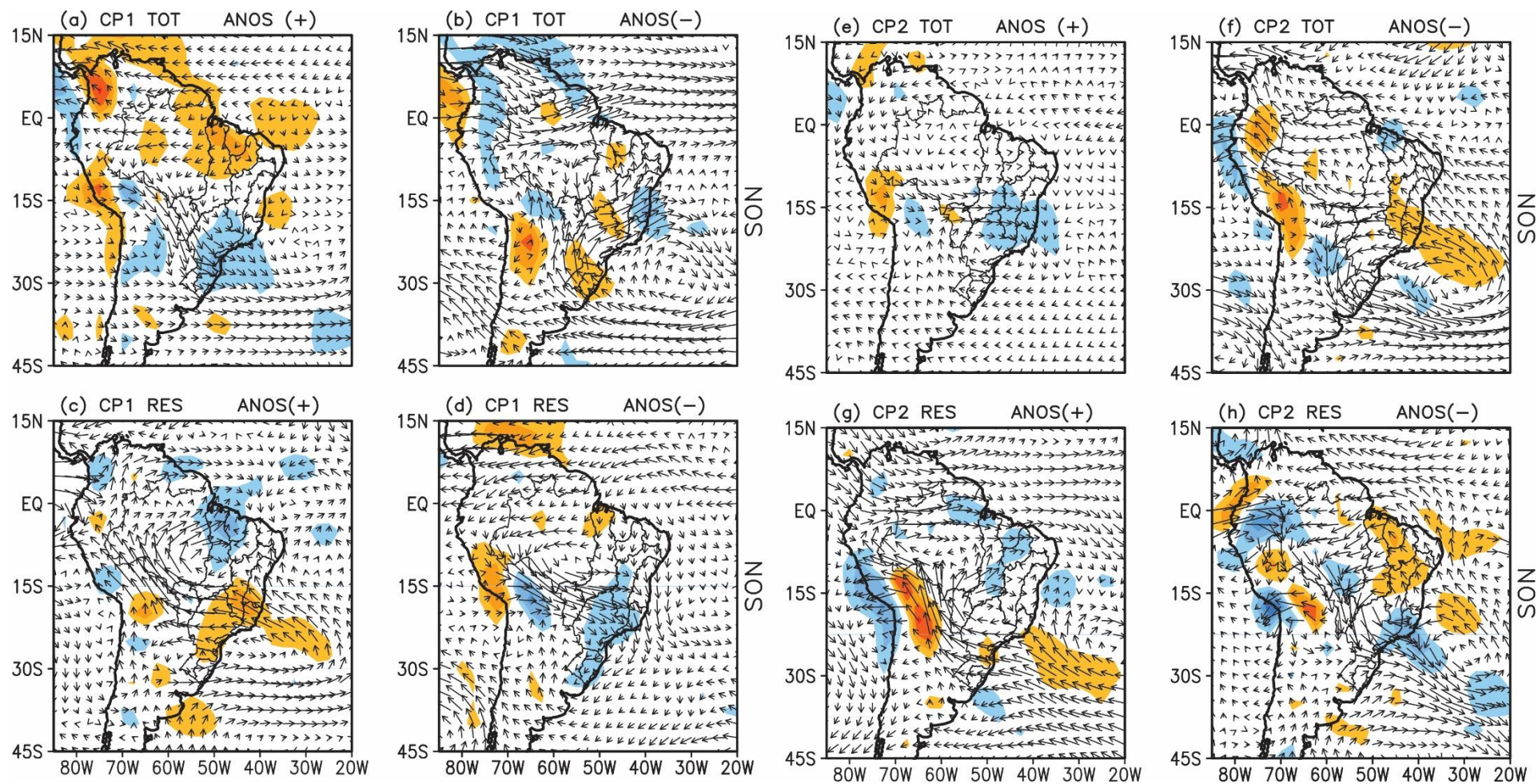


Figura 37: Composição do fluxo de umidade integrado verticalmente na atmosfera para os anos positivos e negativos selecionados na tabela 1 no trimestre de SON. O fluxo de umidade é referente aos modos da CP1 TOT: (a) anos positivos; (b) anos negativos. A CP1 RES: (c) anos positivos; (d) anos negativos. E para o modo da CP2 TOT: (e) anos positivos; (f) anos negativos. A CP2 RES (g) anos positivos; (h) anos negativos. Preenchidos em tons vermelhos (azuis) representam valores positivos (negativos) da divergência do fluxo de umidade.

4.5 Verão Austral – DJF

4.5.1 – Sub- Bacia: PARANÁ – PARANAPANEMA

A figura 38 representa as vazões e precipitação mensais para a sub-bacia do Paraná-Paranapanema. Os anos foram selecionados baseados nas séries temporais de DJF. Os primeiros seis meses (dezembro-junho) são referentes aos anos anômalos selecionados (tabela 3), enquanto os meses de (junho-novembro) são referentes aos seis meses dos anos seguintes. Isso permite ver o comportamento da vazão no trimestre de DJF e nos seis meses posteriores a ele. Em termos de valores absolutos, a precipitação e a vazão possuem os mínimos nos meses de junho a novembro (abaixo de $1000\text{m}^3\text{s}^{-1}$), enquanto os máximos se concentram nos meses de dezembro-março com o pico no mês de fevereiro (acima $1500\text{m}^3\text{s}^{-1}$).

Referente a CP1 TOT (figura 38a) no trimestre de DJF os anos (-) possuem maiores descargas aos anos (+), esse comportamento prologa-se nos meses subsequentes. A precipitação nesse trimestre não possui característica tão definida como a vazão. A precipitação dos anos (-) são superiores apenas em janeiro e fevereiro, enquanto nos meses posteriores os anos (+) possuem maior acumulado de precipitação.

A CP1 RES apresenta o oposto da CP1 TOT, os anos (+) são superiores aos anos (-) para precipitação e vazão. Esse perfil é definido nas duas variáveis. A precipitação (figura 38c) tem seu maior acumulado em dezembro, enquanto as descargas não apresentam uma amplitude acentuada entre os três meses do verão. É perceptível que os valores das descargas dos anos (+) são muitos superiores aos (-), na ordem de $500\text{m}^3\text{s}^{-1}$. Nesse modo, a vazão e precipitação dos anos negativos são superiores aos positivos de junho dos anos selecionados ao maio dos anos posteriores.

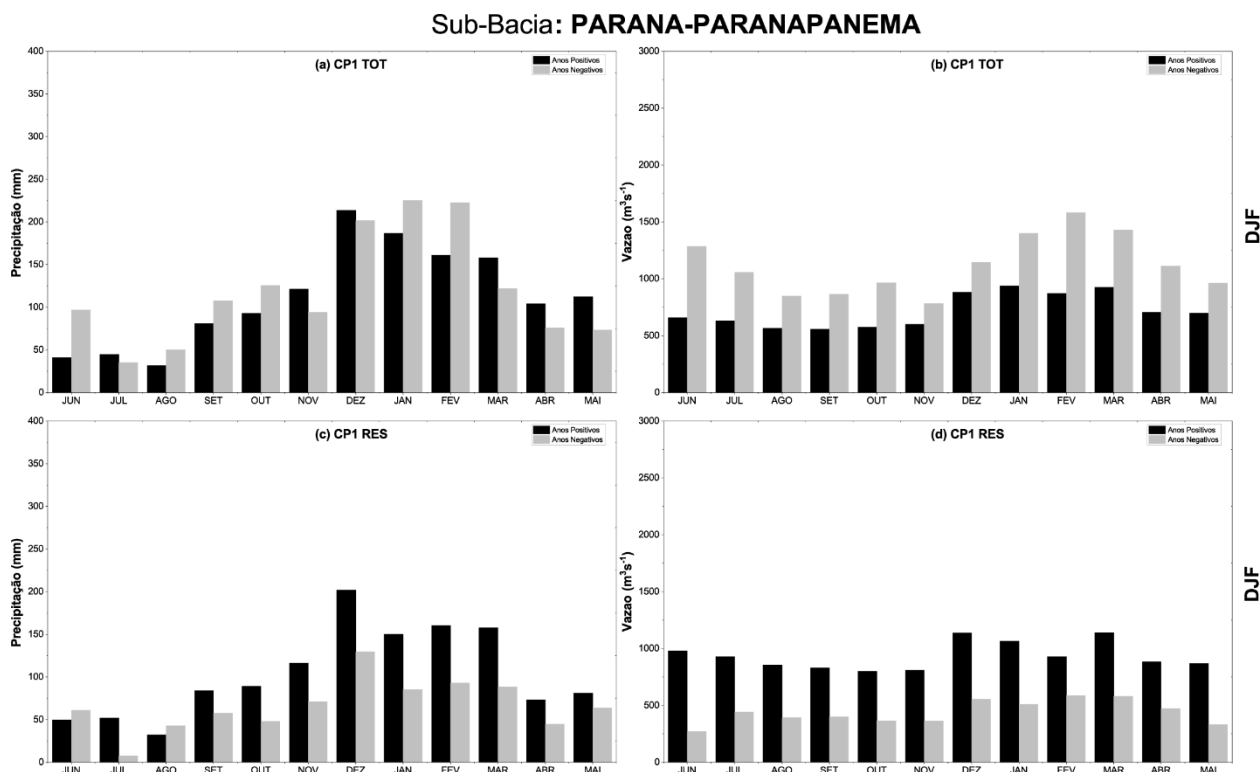


Figura 38: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Paranapanema para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos).

Na CP2 TOT a descarga em DJF é maior nos anos (-) porém a precipitação não bem definida nesse trimestre. A precipitação dos anos (-) tem um comportamento próximo aos anos (+) (figura 39e), apenas em dezembro os acumulados são bem superiores, o que reflete na vazão. Nesse mês a descarga dessa sub-bacia possui em média $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ a mais do que dezembro do ano (+).

O CP2 RES não apresentou um comportamento definido no trimestre de DJF. Nos meses anteriores a esses trimestres os anos (-) possuem maiores descargas, no entanto em DJF isso não fica claro. Esse comportamento é uma resposta da precipitação que também não possui uma tendência definida em DJF e nos outros trimestres.

De forma geral, a sub-bacia da Paraná-Paranapanema possui maiores descargas em DJF no ano anômalo consistente com o período de maior precipitação. As máximas descargas perduram-se até dois meses seguintes ao trimestre de DJF, exceto o CP2 RES que não apresentou comportamento definido.

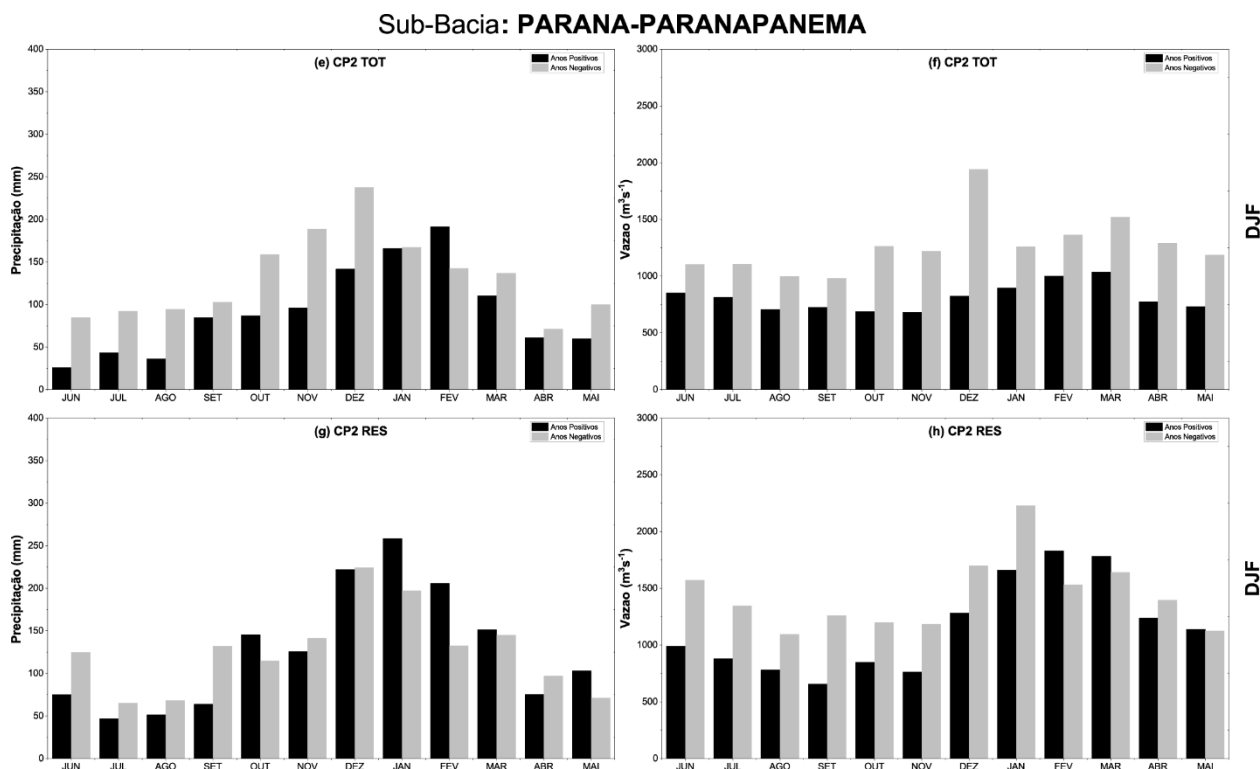


Figura 39: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Parapanema para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos).

4.5.2 – Sub- Bacia: RIO GRANDE

O perfil da vazão média da sub-bacia do Rio Grande apresenta descargas com mínimos (máximos) em junho-novembro (dezembro-março). As maiores descargas concentram-se no mês de dezembro, acima de $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ por mês, enquanto as menores em meados de setembro abaixo de $2000 \text{ m}^3/\text{s}$. O perfil da vazão é consistente com da precipitação (figura a-c) os maiores (menores) acumulados ocorrem em dezembro-fevereiro (junho-setembro) acima (abaixo) de 200mm (100mm).

Na CP1 TOT não é evidente a diferença entre as descargas dos anos (+) e (-). Em dezembro e fevereiro os anos (-) são maiores, enquanto em janeiro os (+) têm maior descarga. Na precipitação, os anos positivos possuem maior acumulado, principalmente em dezembro e janeiro, enquanto nos meses subsequentes as descargas se igualam, esse comportamento interfere no ciclo da vazão que não bem definido.

Na CP1 RES (figura 40d), apesar da diferença da descarga dos anos positivos e negativos serem pequenas é possível observar que anos negativos têm maiores descargas em DJF. Contudo, a precipitação os anos (+) em dezembro e janeiro são maiores do que os anos

(-). Provavelmente, esse padrão de precipitação faz com que gere menor diferença entre as descargas dos anos (+) e (-) para essa sub-bacia.

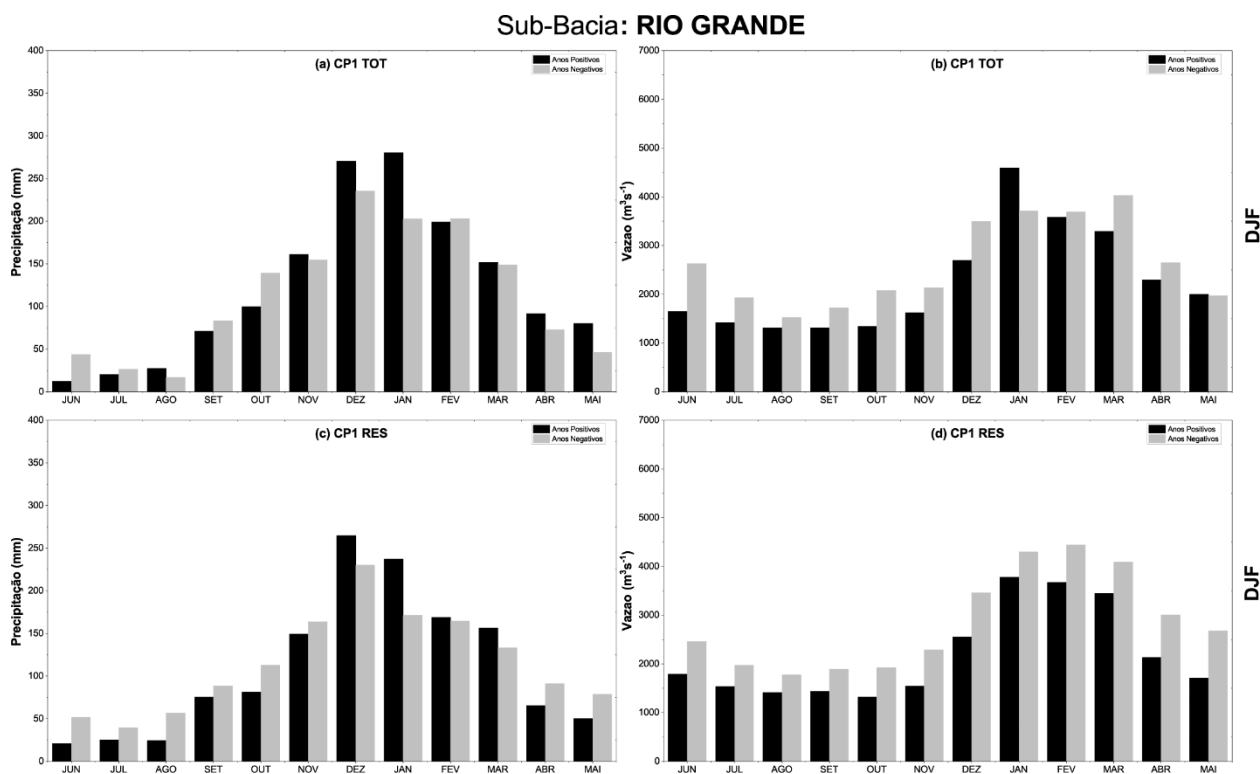


Figura 40: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Grande para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos).

Em relação CP2 TOT, as descargas de DJF com maiores acumulados concentram-se nos anos negativos, exceto fevereiro. A amplitude dos valores entre os anos positivos e negativos são pequenos. Esse padrão estende-se aos meses subsequentes, porém, em menor amplitude. A precipitação apresenta pouca amplitude nos acumulados dos anos (+) e (-), porém os anos (-) têm maiores índices pluviométricos.

A CP2 RES as descargas e a precipitação não têm um perfil definido ao longo do ano e principalmente em DJF. A descarga é maior nos anos (-) em dezembro e janeiro, no entanto não é o que acontece na precipitação. Apesar da precipitação não apresentar amplitude entre os anos (+) e (-) a vazão parece seguir o comportamento.

A vazão da sub-bacia do Rio Grande não mostrou um comportamento definido entre os anos negativos e positivos principalmente na precipitação que reflete nas descargas dos seus rios. Possivelmente, outros fatores locais possam influenciar, além disso, a ausência de dados pluviométricos e fluviométricos podem contribuir para esse perfil.

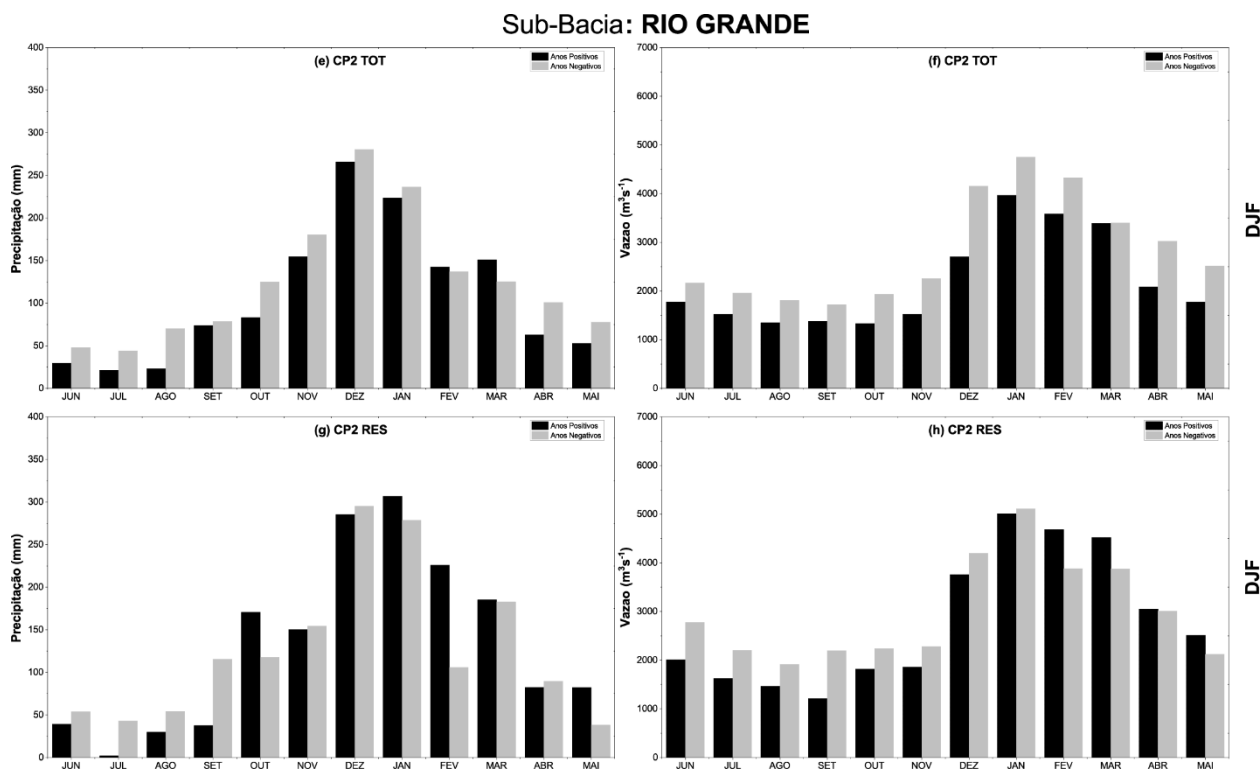


Figura 41: Gráfico referente a sub-bacia do Paraná-Paranapanema para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos).

4.5.3 – Sub- Bacia: RIO PARANÁ

A figura 42-43 representa a descarga mensal e precipitação para a sub-bacia do Rio Paraná. Mais uma vez, climatologicamente essa sub-bacia apresenta suas maiores vazões nos meses de dezembro-março e menores entre junho-novembro. Nessa sub-bacia as maiores descargas concentram-se acima de $(1500 \text{ m}^3/\text{s})$ e menores abaixo $(1000 \text{ m}^3/\text{s})$. A precipitação apresenta os maiores (menores) acumulados de novembro-janeiro (junho-setembro) com máximos em torno de 200mm (100mm).

A figura 42(b – c) representa a descarga mensal para a sub-bacia do Rio Paraná. Na CP1 TOT e RES as descargas dos anos negativos são maiores do que em anos positivos. Na CP1 TOT os anos (-) possuem maior precipitação em relação aos (+). Nota-se que o maior acumulado ocorre em dezembro, enquanto a maior descarga em janeiro e fevereiro. Esse comportamento caracteriza o tempo de resposta da vazão de um mês em relação a precipitação. Da mesma forma, na CP1 RES o maior acumulado ocorre em dezembro e a maior descarga em dezembro e janeiro. As descargas possuem tendência de se prolongar nos meses subsequentes, como resposta da precipitação de DJF.

Desse modo, as maiores/menores descargas estão relacionadas diretamente com comportamento sazonal da precipitação. Na vazão mensal de DJF são notadas as maiores diferenças entre os anos positivos e negativos, enquanto na precipitação essa diferença não fica bem estabelecida. Além disso, as descargas são prologadas até dois meses depois do trimestre de DJF.

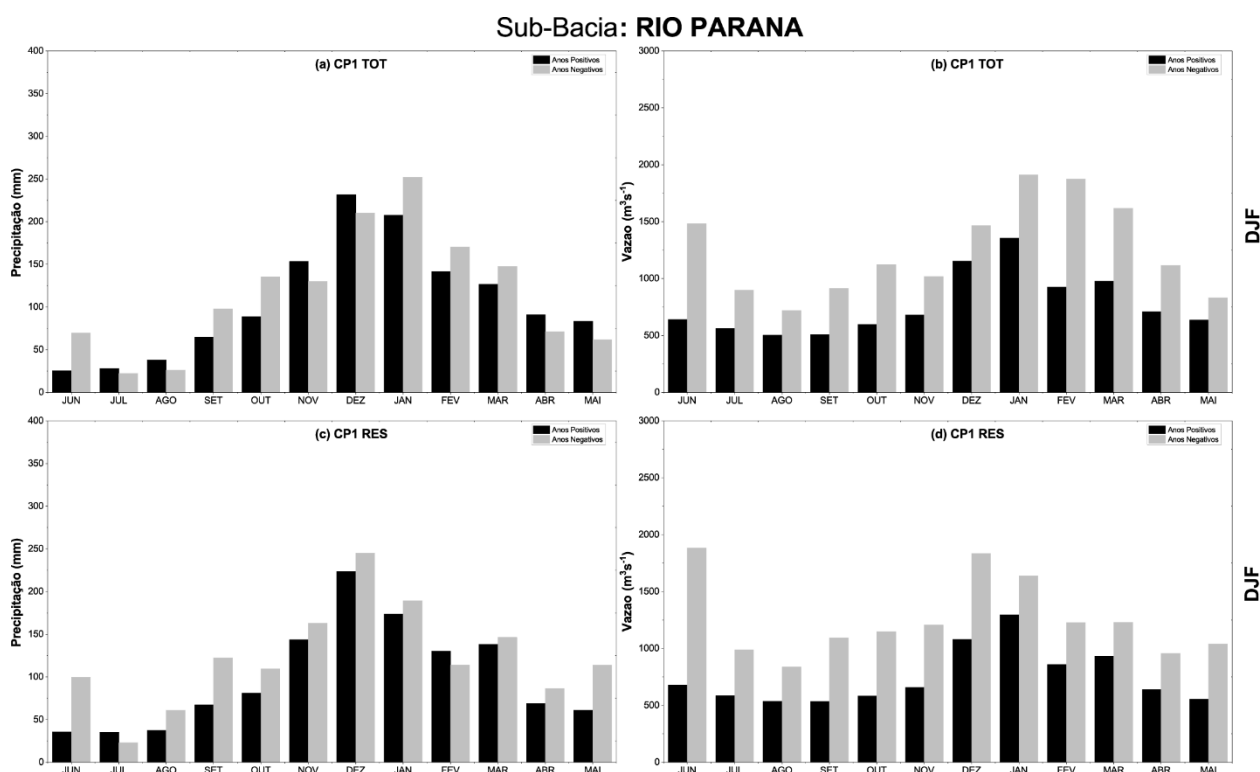


Figura 42: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Paraná para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP1 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP1 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP1 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP1 RES (anos positivos/negativos).

A CP2 TOT (figura 43 f) apresenta descarga inferiores a todos os outros modos, não alcançando $2000 m^3/s$ consistente com a precipitação que também possui baixos acumulados mensais (figura 24e). As descargas dos anos positivos e negativos são muito similares em termos de acumulado mensal. No trimestre de DJF não a diferença evidente entre as descargas dos anos, porém na precipitação os anos (-) possuem maiores acumulados em relação aos anos (+). Na CP2 RES (figura 43g) os anos negativos (positivos) apresentam tendência de maiores descargas, mas isso não é bem definido. Nos meses de dezembro e janeiro a precipitação dos anos (-) são maiores, consequentemente as descargas também são maiores no mesmo período. Enquanto, em fevereiro os anos (-) possuem menor precipitação e também menores descargas do que em anos positivos.

Em síntese, todas as bacias apresentaram suas descargas máximas no trimestre de DJF e essa descarga prolonga-se por dois meses seguintes, após isso acontece a diminuição das vazões. Nesse trimestre não ficou bem claro o padrão de superioridades de acumulados dos anos positivos e negativos. Contudo, os anos negativos possuem um leve aumento em relação aos positivos. O perfil da vazão está diretamente associado a precipitação que também não apresentou uma definição clara em seu ciclo no trimestre de DJF. Logo, vazão possui uma resposta de curto prazo em relação a precipitação, ainda as descargas mensais prologam-se nos meses posteriores ao trimestre de DJF.

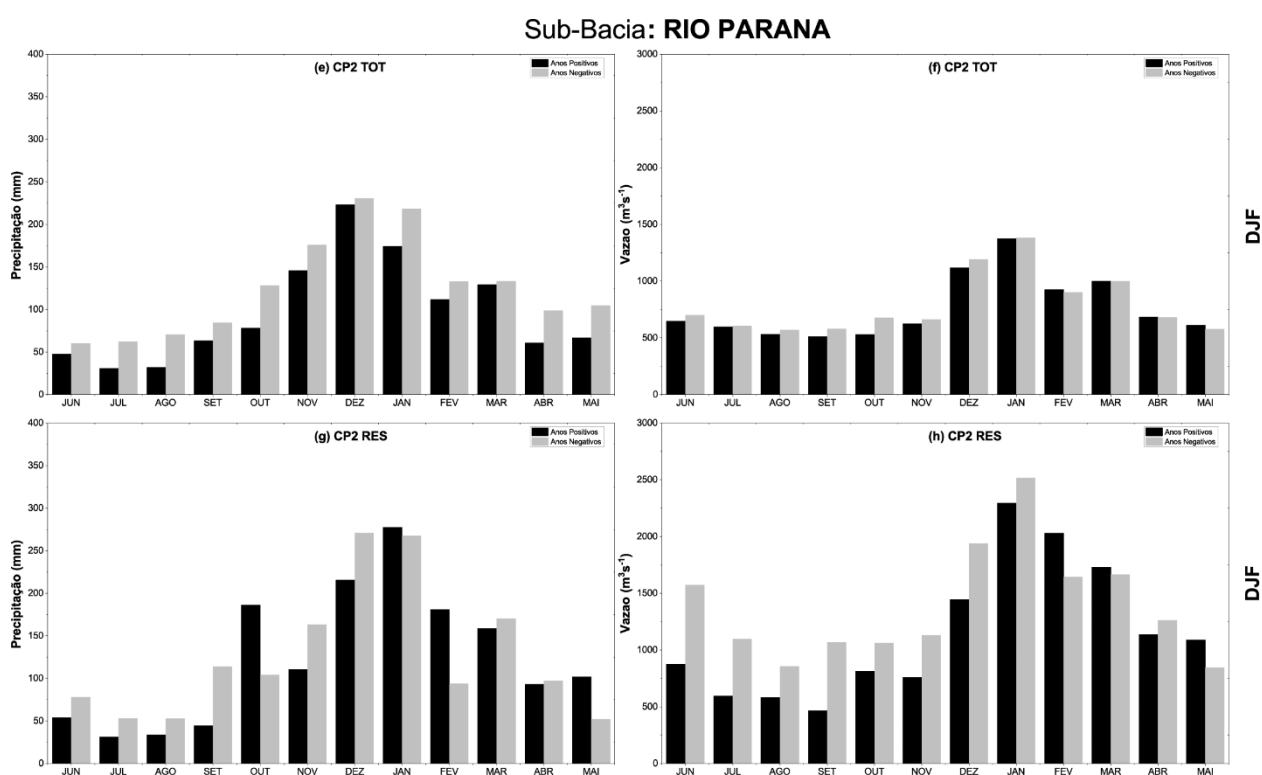


Figura 43: Gráfico referente a sub-bacia do Rio Paraná para os anos extremos baseados nas Componentes Principais de DJF. Acumulado mensal da precipitação: (a) CP2 TOT (anos positivos/anos negativos); (c) CP2 RES (anos positivos/negativos). Vazão mensal: (b) CP2 TOT (anos positivos/negativos) e (d) CP2 RES (anos positivos/negativos).

4.5.4 Principais Resultados – DJF

No verão (DJF), o ENOS explica apenas 37% da variabilidade da EOF1 TOT esse modo não possui correlações significativas na região sudeste (ver figura 19a). No primeiro modo total as vazões das sub-bacias não apresentaram um único perfil. O Paraná-Parapanema os anos positivos apresentam maior descarga e precipitação, enquanto no Rio Paraná os anos negativos que apresentaram os máximos. No Rio Grande os anos negativos possuem uma tendência de terem descargas superiores àquelas dos anos positivos, porém essa característica não é bem definida.

A figura (44 a-b) representa as composições do fluxo de umidade para os anos positivos e negativos, respectivamente. Nos anos positivos a região da bacia do Paraná recebe umidade que vem do centro-leste do Brasil, porém esse transporte é direcionado sudoeste da AS, região de convergência. Por outro lado, nos anos negativos a região da bacia do Paraná possui centros de divergência e a umidade é transportada em direção ao Atlântico Sul. Uma hipótese para o perfil da CP1 TOT é que a bacia do Paraná está situada entre as regiões que não recebe quantidade considerável de umidade, assim a precipitação nessa região pode não ter tanta influência desse transporte o que acarreta pouca variação na precipitação e descargas dos rios.

A EOF1 RES tem 57% do modo explicado pelo EOF1 TOT e apresenta correlações negativas na região sul/sudeste da AS. As descargas na sub-bacia do Paraná e Rio Grande possuem maiores descargas nos anos negativos, por outro lado a Paraná-Parapanema têm maiores descargas nos anos positivos.

Ao analisar a figura 44.c nota-se que nos anos positivos há uma circulação anti-horária na região sudeste/centro-leste do Brasil, o fluxo é transportado da região sudeste em direção ao centro-leste. Os padrões das vazões estão diretamente associados aos centros de convergência/divergência entre essas duas regiões. Assim, não é possível estabelecer um perfil claro das descargas nesse modo. Nos anos negativos centros de convergência e divergência se alternam sobre o continente da AS, esse perfil pode ser responsável pelo ciclo não definido de maiores acumulados entre os anos positivos/negativos na precipitação. No entanto, as vazões nos primeiros modos mantiveram a tendência de maiores descargas nos anos negativos associados ao aumento da precipitação.

Na CP2 TOT e RES para os anos negativos as descargas são maiores que nos anos positivos. A EOF2 é explicada por 41% pela variabilidade do ENOS. Assim, os anos negativos apresentam maiores descargas associada ao aumento da precipitação na CP2 TOT.

Os fluxos desses anos mostram um intenso transporte de umidade do Sul da Amazônia para a região do sudeste da AS, conseqüentemente a bacia do Paraná (figura 44f). Consistente com transporte de umidade, a precipitação nas estações pluviométricas também apresentou maiores acumulados. Nos anos positivos ocorre o inverso no transporte de umidade. O fluxo oriundo do Atlântico Sul é transportado em direção ao sul da Amazônia. Esse transporte é caracterizado por uma circulação horária que propicia um centro de convergência no centro leste e divergência no sudeste da AS.

A CP2 RES, que é explicado em aproximadamente 8% pela CP2 TOT, não possui um perfil definido entre os anos positivos e negativos. O fluxo de umidade mostra uma circulação horária nos anos positivos (figura 44g). Não foram encontrados centros de convergência/divergência significantes na região na região sudeste da AS. Nos anos negativos, apesar da circulação inverter seu sentido, há uma região de convergência próxima a bacia do Paraná. Esse comportamento explica o perfil não definido nas descargas e precipitação e possibilita verificar que em anos não associados ao ENOS, mesmo a circulação mudando seu sentido não há impacto significativo nas vazões dessa bacia.

Desse modo, as vazões da bacia do Paraná em DJF possuem tendência de ter maiores vazões com os anos negativos, porém esse padrão não é definido em todos os modos. A circulação na região parece ser o fator principal para esse padrão. No modo em que o ENOS explica grande parte da variabilidade (EFO2 TOT) os JBNS fortalecem as precipitações e descargas, enquanto na componente não-ENOS a circulação sobre o continente associada ao Atlântico Adjacente é mais importante para as descargas da bacia do Paraná.

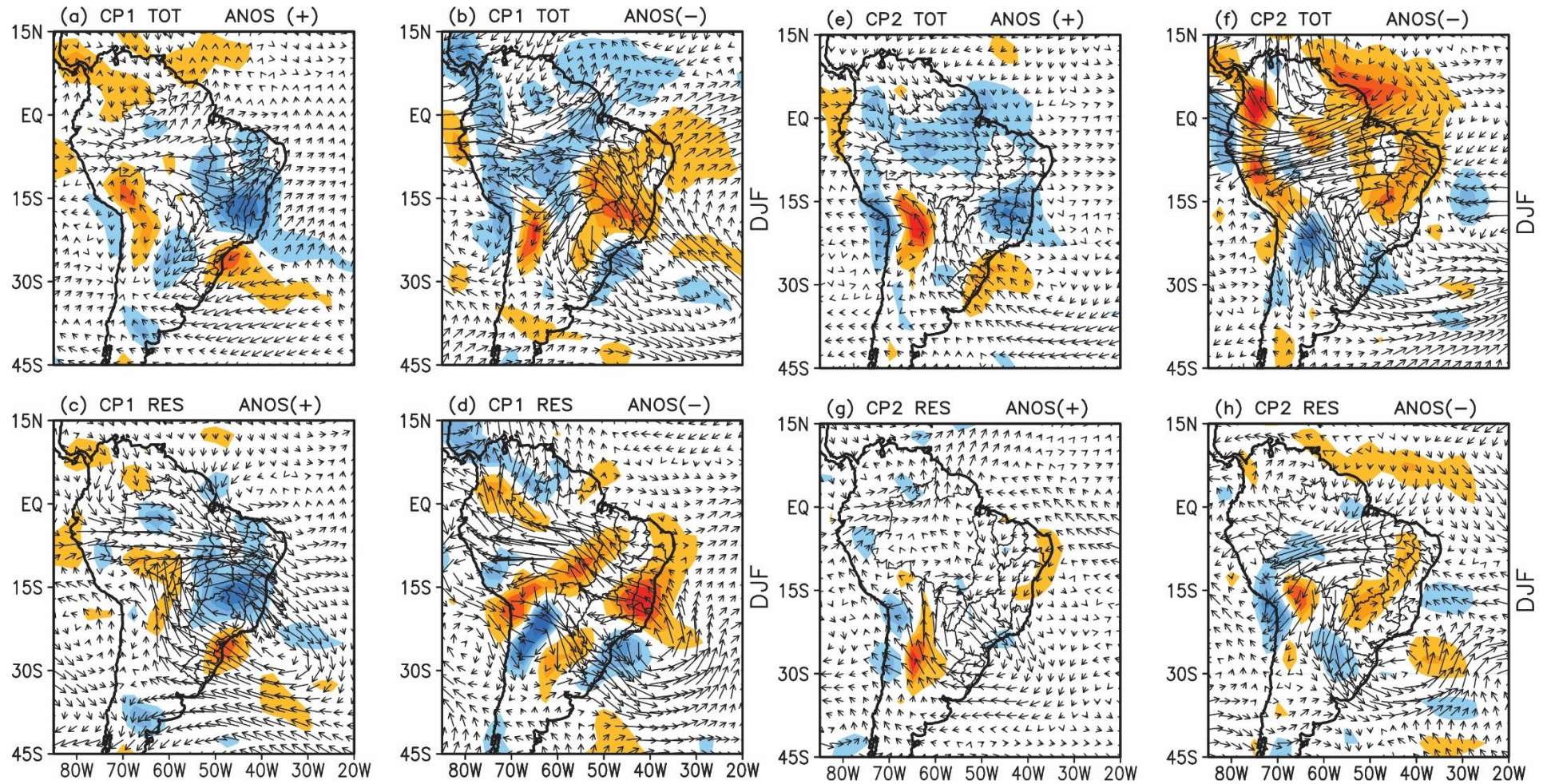


Figura 44: Composição do fluxo de umidade integrado verticalmente na atmosfera para os anos positivos e negativos selecionados na tabela 1 no trimestre de DJF. O fluxo de umidade é referente aos modos da CP1 TOT: (a) anos positivos; (b) anos negativos. A CP1 RES: (c) anos positivos; (d) anos negativos. E para o modo da CP2 TOT: (e) anos positivos; (f) anos negativos. A CP2 RES (g) anos positivos; (h) anos negativos. Preenchidos em tons vermelhos (azuis) representam valores positivos (negativos) da divergência do fluxo.

5. CONCLUSÃO

A principal diferença deste estudo para os anteriores é a análise da precipitação associada ao componente ENOS e não-ENOS. Nessa análise, fez-se a separação de cada padrão associado ou não ao ENOS em cada estação do ano. No inverno e outono, grande parte da precipitação é explicada pela variabilidade do Atlântico Tropical. Por outro lado, os modos da primavera e verão apresentaram a característica associada ao ENOS. Além disso, essas estações apresentam um padrão dipolar o qual descreve as oscilações da precipitação entre o centro-leste e o sudeste da AS. Dessa forma, os resultados mostraram que o padrão dipolar é característico em anos de ENOS, porém é melhor configurado no componente não-ENOS.

A característica principal do inverno está associada à variabilidade da ZCIT. Os primeiro modos total e residual representam o mesmo padrão e possuem variância total em torno de 15%. Já a variabilidade associada ao ENOS explica apenas 10% da variância total. Portanto, nesse estudo, fica evidente que em uma escala interanual o principal modulador da precipitação está associado à ZCIT, a qual pode ser modulada por teleconexões extratropicais, já descrita por Kidson, (1999); Mo e Higgins, (1998); Moura e Shukla, (1981). Os resultados dessa análise mostram que o posicionamento da ZCIT está associado ao gradiente meridional de temperatura sobre o Atlântico Equatorial. Essa afirmação é consistente com o proposto por Hastenrath e Lamb, (1978); Melo *et al.*, 2009; Melo *et al.*, 2000; Seager *et al.*, 2010; Uvo, 1989; Zamboni, 2009). Dessa forma, conclui-se que a principal variabilidade em uma escala interanual no inverno está associada às mudanças na TSM do Atlântico Tropical, seguida da variabilidade associada ao ENOS.

No outono, o ENOS explica o primeiro modo total. Esse comportamento está relacionado principalmente às anomalias no norte e sul da AS. Contudo, o modo residual apresenta forte relação com o modo total (72%). Essa relação é associada principalmente às anomalias no nordeste e centro-leste do Brasil. Além disso, o segundo modo total e residual possuem o mesmo padrão e estão associados às modulações em escala decenal, explicam 8% e 9% do modo de MAM. Por fim, os resultados mostram que o outono na escala interanual é independente do ENOS. Estudos Andreoli *et al.*, (2004); Kayano *et al.*, (2013); Nogues-Paegle e Mo, (2002); Uvo *et al.*, (1998) relatam a importância do Atlântico Tropical para a precipitação no norte e nordeste. Logo, nossos resultados confirmam a importância do monitoramento do Atlântico nesse trimestre.

Os modos do verão e da primavera obtidos nesse estudo apresentam similaridades aos estudos de Grimm, (2009); Grimm *et al.*, (2007); Noguez-Paegle e Mo, (2002); Zhou e Lau, (2001); Zilli, (2008), com algumas singularidades. O primeiro modo do verão nesses estudos está relacionado aos eventos do ENOS, igualmente aos primeiros modos encontrados. No entanto, os modos totais também possuem forte variabilidade da componente não-ENOS, principalmente a EOF1 TOT. Todavia, os primeiros modos residuais descrevem principalmente variabilidade de precipitação sobre o nordeste e centro-leste brasileiro.

Os primeiros modos EOF1 TOT são explicados pelo ENOS, porém esse modo não apresenta correlações significativas no sudeste da AS no verão. Por outro lado, o modo residual possui correlações negativas e alto grau de relação com o primeiro modo total (57%). Assim, no primeiro modo, a variabilidade é explicada pelos ENOS e componente não-ENOS. Já o segundo modo total é explicado em grande parte pela componente residual.

Os resultados expostos indicam que o ENOS possui grande contribuição nas regiões norte e sul da AS, assim como as teleconexões extratropicais. Não apenas o Pacífico Equatorial como também o Atlântico possui grande importância na variabilidade da precipitação no centro-leste e nordeste, o que evidencia a importância das forçantes locais.

A hipótese de inversão no sinal das anomalias de precipitação entre o centro-leste e sudeste do Brasil, da primavera para o verão, também foram destaques nesse estudo. Assim, a existência da tendência de reversão no sinal de anomalia da precipitação e circulação em uma escala interanual, levantada por Grimm *et al.*, (2007); Grimm e Zilli, (2009); Zilli, (2008), é consistente com os nossos resultados. Porém, por meio da remoção do ENOS mostrou-se que essa reversão é melhor caracterizada na componente não-ENOS, isto é, ao Atlântico. A hipótese da reversão estar associada ao Atlântico foi inicialmente proposta por Aceituno, (1988); Chaves, (2004); Grimm, (2003); Grimm, (2009). Logo, confirma-se essa hipótese.

As estações da primavera e verão são intrinsicamente relacionadas com a teleconexão extratropicais (Mo e Paegle, 2001). Os resultados desse estudo revelam que o verão é associado principalmente ao PNA e a primavera ao PSA. Outra importante conclusão é a mudança dos fluxos em superfície associados ao transporte dos JBNAS na estação da primavera e verão (destacado anteriormente Gan *et al.*, 2004, 2005; Grimm *et al.*, 2007). Na primavera o fluxo é transportado para centro-leste, no entanto, no verão esse transporte é direcionado em direção sul/sudeste da AS.

Em síntese, nesse estudo, os resultados são consistentes com a hipótese apresentada acima, verificou-se que na primavera o fluxo que advém do Atlântico Tropical é transportado pelos JBNAS em direção ao sudeste da AS, enquanto em DJF esse transporte é desviado em

direção ao centro-leste do Brasil. Essa mudança de transporte fortalece principalmente a circulação rotacional no sudeste do Brasil, que conduz o fluxo de umidade para o centro-leste, se for horária, ou para o sudeste, se for anti-horária.

A descarga dos rios depende da sazonalidade e da variabilidade climática. Dessa forma, avaliou-se a disponibilidade hídrica para anos extremos associados às séries CP's na primavera e verão. Realizou-se também, as análises da variabilidade natural da vazão, assim como a análise das séries de precipitação das estações pluviométricas distribuídas na área de drenagem das três sub-bacias do Paraná (Paraná-Paranapanema; Rio Grande e Rio Paraná).

Uma característica importante observada é a sensibilidade da bacia do Paraná às anomalias da precipitação durante a primavera e o verão associada ao transporte de umidade. Nesse contexto, Moura, (2015) relata que o Atlântico Sul é a principal fonte de umidade para bacia do Paraná na primavera, enquanto o Atlântico Norte é maior fonte no verão. Os resultados desse estudo são consistentes com os de (Moura, 2015), uma vez que as vazões das sub-bacias do Paraná em anos de ENOS foram fortalecidas pelos JBNS, por outro lado, na componente não-ENOS, a variabilidade alternou-se na circulação sobre o leste da AS ou com o transporte do Atlântico sul, que atuou para enfraquecer ou fortalecer as descargas nessa bacia.

A bacia do Paraná é claramente influenciada pela inversão do sinal entre as anomalias de precipitação no centro-leste da AS, quando associada à componente não-ENOS, e aos JBNS associados ao ENOS. Além disso, em todos os modos foi verificado a codependência entre os regimes da precipitação e vazão, já que o segundo sofre influência direta do primeiro. Isso sinaliza um período de atraso de um a dois meses no pico das vazões. Porém, não se pode deixar de considerar as ações antrópicas nessas sub-bacias, uma vez que, a região sudeste do Brasil é fortemente afetada por atividades agrícolas e industriais. Assim, essas ações também influenciam o escoamento dos rios da bacia do Paraná.

Os resultados apresentados mostraram que a região sudeste do Brasil apresentou uma grande variação temporal das vazões no período de 1970-2013. Além disso, a bacia do Paraná concentra os principais reservatórios e usinas hidrelétricas do país. Ela é responsável por 50% de toda a energia produzida no Brasil. Portanto, conhecer melhor o comportamento das anomalias de vazão associadas às anomalias de precipitação em escala interanual fornece uma ferramenta para o planejamento de produção hidrelétrica, entre outros.

Os resultados obtidos pelo que foi proposto mostram que os regimes da precipitação e vazão na bacia do Paraná, em escala interanual, apresentam um comportamento cíclico normal em relação à climatologia regional. Assim, os fenômenos de grande escala como é o

caso do ENOS influencia o regime hidrográfico da bacia do Paraná (Capozzoli *et al.*, 2017; Robertson e Mechoso, 2001). Por outro lado, o Oceano Atlântico sul e sudoeste também são importantes no regime da vazão em escala interanual (Ronchail *et al.*, 2005a). Contudo, ações antrópicas de manejo dos recursos hídricos e uso hidrelétrico podem ser responsáveis pelas adversidades observadas em alguns casos da vazão em relação à precipitação. Müller *et al.*, (1998) sugerem que o aumento de vazões na bacia do Paraná não seria explicado apenas por variações climáticas, mas também por efeitos conjuntos do aumento da precipitação e diminuição da evapotranspiração provocada pela retirada da mata nativa e pelo manejo do solo e produção de energia, por meio de usinas hidrelétricas.

Em síntese, as vazões das três sub-bacias apresentaram relações com os campos de EOF e circulação em escala global. O aumento e/ou diminuição das descargas foram uma resposta do padrão de precipitação. Portanto, quando o sinal da precipitação no sudeste diminuiu, do modo total para o residual, ou vice-versa, a vazão apresentou o mesmo comportamento. Em escala local, a vazão seguiu o comportamento das estações pluviométricas na região de drenagem das sub-bacias.

6. REFERÊNCIAS

- Aceituno P. 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review*, 505–524.
- Andreoli RV, Ferreira de Souza RA, Kayano MT, Candido LA. 2012. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. *International Journal of Climatology* **32**(8): 1193–1205.
- Andreoli RV, Kayano MT. 2006. Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over Northeast Brazil. *International Journal of Climatology* **26**(13): 1895–1912.
- Andreoli RV, Kayano MT. 2007. A importância relativa do atlântico tropical sul e pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia* **22**(1): 63–74.
- Andreoli RV, Kayano MT, Guedes RL, Oyama MD, Alves MAS. 2004. A influência da temperatura da superfície do mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. *Revista Brasileira de Meteorologia* **19**: 337–344.
- Ashok K, Guan Z, Yamagata T. 2003. A Look at the Relationship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **81**(1): 41–56.
- Berbery E H, Nogues-Paegle J. 1993. Intraseasonal Interactions between the Tropics and Extratropics in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* **50**(13).
- Berri GJ, Ghiotto M a, Garcia NO. 2002. The Influence of ENSO in the Flows of the Upper Paraná River of South America over the Past 100 Years. *Journal of Hydrometeorology* **3**: 57–65.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric Teleconnections From the Equatorial Pacific ¹. *Monthly Weather Review* **97**(3): 163–172.
- Bombardi RJ, Carvalho LMV. 2011. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. *Climate Dynamics* **36**(11–12): 2091–2102.
- Capozzoli CR, de Oliveira Cardoso A, Ferraz SET. 2017. Padrões de variabilidade de vazão de rios nas principais bacias Brasileiras e associação com índices climáticos. *Revista Brasileira de Meteorologia* **32**(2): 243–254.
- Carvalho LM V., Jones C, Liebmann B. 2004. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate* **17**: 88–108.
- Chaves RR. 2004. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. *Geophysical Research Letters* **31**(3): L03204.
- De Almeida RAF, Nobre P, Haarsma RJ, Campos EJD. 2007. Negative ocean-atmosphere

feedback in the South Atlantic Convergence Zone. *Geophysical Research Letters* **34**(18): 1–5.

Enfield DB, Mayer DA. 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* **102**(C1): 929–945.

Espinoza Villar JC, Guyot JL, Ronchail J, Cochonneau G, Filizola N, Fraizy P, Labat D, de Oliveira E, Ordoñez JJ, Vauchel P. 2009. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *Journal of Hydrology*. Elsevier B.V. **375**(3–4): 297–311.

Gan MA, Kousky VE, Ropelewski CF. 2004. The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *Journal of Climate* **17**(1): 47–66.

Gan MA, Rao VB, Moscati MCL. 2005. South American monsoon indices. *Atmospheric Science Letters* **6**(4): 219–223.

Genta JL, Perez-Iribarren G, Mechoso CR. 1998. A recent increasing trend in the streamflow of rivers in southeastern South America. *Journal of Climate* **11**(11): 2858–2862.

Gonzalez RA, Andreoli RV, Candido LA, Kayano MT, Souza RAF De. 2013. A influência do evento El Niño – Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. *Acta Amazonica* **43**(4): 469–480.

Grimm AM. 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. *Journal of Climate* **16**(2): 263–280.

Grimm AM. 2004. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Climate Dynamics* **22**(2–3): 123–138. D

Grimm AM. 2009. Variabilidade interanual do clima no Brasil. *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 353–382.

Grimm AM, Barros VR, Doyle ME. 2000. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate* **13**(1): 35–58.

Grimm AM, Pal JS, Giorgi F. 2007. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. *Journal of Climate* **20**(24): 5929–5945.

Grimm AM, Tedeschi RG. 2009. ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate* **22**(7): 1589–1609.

Grimm AM, Zilli MT. 2009. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. *Journal of Climate* **22**(9): 2257–2275.

Hastenrath S, Lamb PJ. 1978. Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans. *University of Wisconsin Press*.

Haylock MR, Peterson TC, Alves LM, Ambrizzi T, Anunciação YMT, Baez J, Barros VR, Berlato MA, Bidegain M, Coronel G, Corradi V, Garcia VJ, Grimm AM, Karoly D, Marengo JA, Marino MB, Moncunill DF, Nechet D, Quintana J, Rebello E, Rusticucci M, Santos JL, Trebejo I, Vincent LA. 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-

2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate* **19**(8): 1490–1512.

Kalnay E, The N. 1996. NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc* **77** SRC-: 437–470.

Kayano MT, Andreoli RV, de Souza RAF, Garcia SR. 2017. Spatiotemporal variability modes of surface air temperature in South America during the 1951–2010 period: ENSO and non-ENSO components. *International Journal of Climatology* **37**(January): 1–13.

Kayano MT, Andreoli R V., Ferreira de Souza RA. 2013. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. *International Journal of Climatology* **33**(8): 2008–2023.

Kayano MT, Andreoli RV, Souza RAF. 2011. Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: Relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall. *International Journal of Climatology* **31**(8): 1119–1134.

Kidson JW. 1999. Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *Journal of Climate* **12**(9): 2808–2830.

Kousky VE, Kayano MT, Cavalcanti IFA. 1984. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus A* **36** A(5): 490–504.

Labat D. 2008. Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources* **31**(1): 109–117.

Labat D. 2010. Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. *Journal of Hydrology* **385**(1–4): 269–278.

Liebmann B, Mechoso CR. 2011. The South American Monsoon System. **5**: 137–157.

Marengo JA. 1992. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology* **12**(8): 853–863.

Marengo JA, Tomasella J, Uvo CR. 1998. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **103**(D2): 1775–1783.

Melo ABC., Cavalcanti I de A., Souza PP. 2009. Zona de convergência intertropical do Atlântico. Tempo e clima no Brasil. São Paulo.

Melo ABC, Nobre P, Melo MLD, Santana SCS. 2000. Estudo Climatológico da Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial e Sua Influência Sobre o Nordeste Do Brasil. *Anna*. 1142–1147.

Mo KC, Higgins RW. 1998. The Pacific–South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review* **126**(6): 1581–1596.

Mo KC, Paegle JN. 2001. The Pacific–South American modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology* **21**(10): 1211–1229.

- Moura AD, Shukla J. 1981. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2653–2675.
- Moura LZ. 2015. Transporte Atmosférico De Umidade Para a Bacia Do Paraná : Análise Da Climatologia , Sazonalidade E Variabilidade Interanual Via. 140.
- Müller II, Kruger CM, Kaviski E. 1998. Análise de estacionariedade de séries hidrológicas na bacia incremental de Itaipu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 3(4): 51–71.
- Nobre P, Srukla J. 1996. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 2464–2479.
- Nogues-Paegle J, Mo K. 2002. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Climate* 15: 1389–1407.
- North GR, Bell TL, Cahalan RF. 1982. Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Monthly Weather Review*, 699–706.
- Pezzi I, L. P.; Souza R de. 2009. No Title Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. *Tempo e Clima no Brasil*.
- Rao VB, Hada K. 1989. Theoretical and Applied Climatology ©. *Methods* 230: 218–230.
- Reboita MS, Gan MA, Porfírio R, Rocha DA, Ambrizzi T. 2010. Regimes de Precipitação na América do Sul : Uma Revisão Bibliográfica Departamento de Ciências Atmosféricas , Universidade de São Paulo (DCA / USP), São Paulo , SP , Brasil Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais , Centro de Previsão de Tempo e Estudo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, n.2 185–204.
- Robertson AW, Mechoso CR. 2000. Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review* 128(8): 2947–2957.
- Robertson AW, Mechoso CR. 2001. Interannual prediction of the Paranti river. 28(22): 4235–4238.
- Ronchail J, Bourrel L, Cochonneau G, Vauchel P, Phillips L, Castro A, Guyot JL, De Oliveira E. 2005a. Inundations in the Mamoré basin (south-western Amazon - Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Hydrology* 302(1–4): 223–238.
- Ronchail J, Labat D, Calde J, Cochonneau G, Guyot JL, Filizola N, De Oliveira E. 2005b. Discharge variability within the Amazon basin. *Regional Hydrological Impacts of Climatic Change - Hydroclimatic Variability* 296(April): 21–29.
- Schneider U, Becker A, Finger P, Meyer-Christoffer A, Ziese M, Rudolf B. 2011. GPCP full data reanalysis version 7.0 at 0.5: Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data. .
- Seager R, Naik N, Baethgen W, Robertson A, Kushnir Y, Nakamura J, Jurburg S. 2010. Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in southeast South America over the past century. *Journal of Climate* 23(20): 5517–5539.
- Taschetto AS, Wainer I. 2008. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South

American precipitation. *Annales Geophysicae* **26**(11): 3457–3476.

Uvo CR, Repelli CA, Stephen EZ, Yochanan K. 1998. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. (Kousky 1979): 551–562.

Uvo CRB. 1989. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro. .

Venegas SA. 2001. Statistical methods for signal detection in climate. *Danish Center for Earth System Science Report* **2**: 96.

Vera C, Higgins W, Amador J, Ambrizzi T, Garreaud R, Gochis D, Gutzler D, Lettenmaier D, Marengo J, Mechoso CR, Nogues-Paegle J, Silva Dias PL, Zhang C. 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate* **19**(20): 4977–5000.

Wilks DS. 1995. *Statistical methods in the atmospheric Sciences: an introduction*,. San Diego, CA, U.S. A.,.

Zamboni L. 2009. Seasonal Variability of Precipitation Over South Eastern South America : Its Relationship With Upper Level Circulation As Physical Base for Predictions. *Aerospace*.

Zhou J, Lau KM. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* **11**(5): 1020–1040.

Zhou J, Lau KM. 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology* **21**(13): 1623–1644.

Zilli MT. 2008. Variabilidade interanual da precipitação de primavera e verão na América do Sul, suas interconexões e seu impacto nos principais aproveitamentos hidrelétricos brasileiros. 212.

ANEXO A

Análise de Funções Ortogonais Empíricas

A técnica de Análise de Função Ortogonal Empírica (EOF, do inglês) tornou-se popular para a análise de dados atmosféricos na década de 50. Ela também é conhecida como análise de componentes principais (CP), ambos os nomes são usados e referem-se ao mesmo conjunto de procedimentos (WILKS, 1995). A EOF é uma técnica estatística multivariada utilizada para reduzir um conjunto de dados que contém um grande número de variáveis a um conjunto de menor componentes das variáveis. Essas novas variáveis são combinações lineares das originais e essas combinações lineares são escolhidas para representar a fração máxima possível da variabilidade contida nos dados originais. Também permite investigação dos processos geofísicos complexos, tais como variações oceânicas ou alterações climáticas de curto prazo (WILKS, 1995).

O método da CP é baseado na análise de uma matriz de correlação e o seu resultado fornece dois parâmetros: um corresponde aos autovetores da matriz do CP e indica o modo principal de como os dados variam no espaço e outro é a variação temporal dos dados para cada modo. A descrição matemática abaixo é baseada em VENEGAS, (2001)

Têm-se uma matriz F de dados MxN organizados da seguinte forma:

$$\begin{array}{c}
 \text{Tempo} \quad \longrightarrow \\
 \\
 F = \begin{bmatrix} F_1(1) & F_1(2) & \dots & F_1(N) \\ F_2(1) & F_2(2) & \dots & F_2(N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ F_M(1) & F_M(2) & \dots & F_M(N) \end{bmatrix} \downarrow \text{Localização (1)}
 \end{array}$$

A partir da matriz F calcula-se a matriz de covariância espacial R_{FF} do campo $F_m(t)$. Multiplicando matriz F por sua transposta F^T :

$$R_{FF} = FF^T \quad (2)$$

Expandindo os produtos da matriz R_{FF} , temos:

$$R_{FF} = \begin{bmatrix} \langle F_1 F_1 \rangle & \langle F_1 F_2 \rangle & \dots & \langle F_1 F_M \rangle \\ \langle F_2 F_1 \rangle & \langle F_2 F_2 \rangle & \dots & \langle F_2 F_M \rangle \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \langle F_M F_1 \rangle & \langle F_M F_2 \rangle & \dots & \langle F_M F_M \rangle \end{bmatrix} \quad (3)$$

Onde $\langle F_i F_j \rangle$ é a covariância entre as séries de tempo F_i e F_j , (F , na localização i e j), que são definidas da seguinte forma:

$$\langle F_i F_j \rangle = \langle F_j F_i \rangle = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N F_i(t) F_j(t) \quad (4)$$

Onde $i, j=1 \dots M$. A matriz do produto R_{FF} é simétrica e quadrada sua dimensão é $M \times M$. Uma vez que a matriz de covariância foi calculada a partir dos dados, precisamos solucionar o problema de autovetor e autovalor:

$$R_{FF} E = E \Lambda \quad (5)$$

Isto é, decompor R_{FF} em matrizes Λ e E . Onde Λ é matriz diagonal e E é uma matriz quadrada, ambas com dimensão $M \times M$.

Em que Λ ($M \times M$) contém os autovalores λ_k de R_{FF} . Os autovalores em Λ são geralmente classificados em ordem decrescente, de modo que $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_m$. Além disso, uma vez que a matriz de dados F é real, a matriz de covariância R_{FF} é definida como positiva, o que significa que os autovalores são positivos ou iguais a zero.

$$R_{FF} = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_M \end{bmatrix} \quad (6)$$

Embora a dimensão da matriz Λ é normalmente $M \times M$, apenas os primeiros λ_k , $k=1 \dots k$ são diferentes de zero, em que $K \leq \min(N, M)$. Portanto, a dimensão efetiva de Λ é de fato $K \times K$. Isto implica que apenas os modos K EOF podem ser determinados.

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_M \end{bmatrix} \quad (7)$$

A matriz quadrada E tem a dimensão $M \times M$. A sua coluna vectores E^k são autovetores de R_{FF} correspondendo a autovalores λ_k :

$$E = \begin{bmatrix} E_1^1 & E_1^2 & \dots & E_1^M \\ E_2^1 & E_2^2 & \dots & E_2^M \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ E_M^1 & E_M^2 & \dots & E_M^M \end{bmatrix} \quad (8)$$

$\downarrow \quad \downarrow \quad \downarrow \quad \rightarrow$
 $E^1 \quad E^2 \quad E^M \quad \text{autovetores}$

A Cada λ_k diferente de zero na matriz A está associada a uma coluna do autovetor E^k na matriz E . Portanto, apenas autovetores K são utilizados na decomposição, os que correspondem aos autovalores K não nulos. Como tal, a dimensão efetiva da matriz E é $M \times K$, onde M são as localizações espaciais e K são os modos da decomposição de EOF.

O autovetor da matriz E tem a propriedade de que $E^*E^t = E^t * E = I$, onde I é a matriz identidade. Isso significa que os autovetores não estão correlacionados ao espaço, ou seja, são ortogonais entre si. Cada autovetores E^k representam o padrão espacial EOF de modo K (que tem dimensão M , que corresponde ao número de locais nos mapas originais). Esses padrões espaciais de EOF são denominados com Funções Ortogonais Empíricas ou simplesmente EOFs.

A evolução temporal do EOF k th (como padrão E^k evolui com o tempo) é dada pela série temporal $A^k(t)$, o qual é obtido projetando a série de dados original $F_m(t)$ em autovetores E^k e somando sobre todos os locais m :

$$A^k = \sum_{m=1}^M E_m^k F_m(t) \quad (9)$$

Onde $m = 1 \dots M$ conta as localizações, $t = 1 \dots N$ conta os tempos e $k = 1 \dots K$ conta os modos de EOF. Em notação de matriz, a matriz A é obtido através da multiplicação de matrizes E^t e F :

$$A = E^t F \quad (10)$$

Quando E^t (transposta de E) é $k \times M$, F é $M \times N$, e, portanto, A é $K \times N$. Usando apenas a matriz "efetiva" E para reduzir a quantidade de dados nos cálculos. Linhas na matriz A são

séries temporais de comprimento N , que é o número de passos de tempo na série de tempo original, denominados como os Componentes Principais (PCs).

Assim como os padrões espaciais E^k são ortogonais no espaço, os principais componentes A^k são ortogonais no tempo.

Cada autovalor λ_k é proporcional à percentagem da variação do campo F que seja contabilizada pelo modo K . Esta percentagem é calculada como:

$$\text{mododevariância}_k = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^k \lambda_i} 100 \quad (11)$$

O campo F original pode ser totalmente reconstruído multiplicando cada EOF padrão E^k por sua componente principal correspondente A^k e adicionando os produtos sobre todos os modos de K :

$$F_m(t) = \sum_{k=1}^K E_m^k A^k(t) \quad (12)$$

Em notação matricial: $F = EA$ (13)

Onde E é $M \times K$, A é $K \times N$ e, portanto, F é $M \times N$. No entanto, o objetivo da decomposição de EOF é de fato a reconstrução de uma versão aproximada, comprimida e menos ruidosa de \hat{F} do campo original F . Isso é feito truncando a decomposição na equação (12), ou seja, reconstruindo \hat{F} usando apenas os primeiros modos H , com $H < K$. Os primeiros modos H representam a maior fração da variância do campo:

$$\hat{F}_m(t) = \sum_{k=1}^H E_m^k A^k(t) \quad (14)$$

Isto leva a uma redução significativa da quantidade de dados enquanto retém a maior parte da variância do campo F . Normalmente, os primeiros modos de EOF representam processos físicos significativos, que são associados padrões espaciais e temporais característicos.