

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MOISÉS PAULO MACAMBACO

VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NO SUDESTE DA ÁFRICA E POSSÍVEIS
TELECONEXÕES COM A AMÉRICA DO SUL

CURITIBA
2016



MOISÉS PAULO MACAMBACO

VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NO SUDESTE DA ÁFRICA E POSSÍVEIS
TELECONEXÕES COM A AMÉRICA DO SUL

Dissertação de Mestrado, apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

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

CURITIBA
2016

M114v

Macambaco, Moisés Paulo

Variações climáticas no sudeste da África e possíveis teleconexões com a América do Sul / Moisés Paulo Macambaco. – Curitiba, 2016.

96 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, 2016.

Orientador: Alice Marlene Grimm .

Bibliografia: p. 92-96.

1. Precipitação (Meteorologia) - África. 2. Precipitação (Meteorologia) – Variabilidade. 3. Vazões naturais . I. Universidade Federal do Paraná. II. Grimm, Alice Marlene. III. Título.

CDD: 551.57706



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
Setor TECNOLOGIA
Programa de Pós Graduação em ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E
AMBIENTAL
Código CAPES: 40001016021P0

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de MOISES PAULO MACAMBACO, intitulada: " VARIÇÕES CLIMÁTICAS NO SUDESTE DA ÁFRICA E POSSÍVEIS TELECONEXÕES COM A AMÉRICA DO SUL ", após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO.

Curitiba, 13 de Setembro de 2016.

Prof ALICE MARLENE GRIMM
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

Prof ELOY KAVISKI
Avaliador Interno (UFPR)

Prof PAULO JUSTINIANO RIBEIRO JUNIOR
Avaliador Externo (UFPR)

Prof MANOEL ALONSO GAN
Avaliador Externo (INPE)

AGRADECIMENTOS

Ao Ministério da Ciência e Tecnologia de Moçambique pelo apoio financeiro em forma de bolsa.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia de Moçambique pelo fornecimento de dados de precipitação e de igual modo a Direção Nacional de Águas de Moçambique pelos dados da vazão.

Ao Laboratório de Meteorologia da Universidade Federal do Paraná.

À minha orientadora, Prof.^a Dr.^a Alice Marlene Grimm, pelo acompanhamento, paciência na orientação e amizade.

Aos membros da banca examinadora pelas sugestões ou contribuições.

Ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, da Universidade Federal do Paraná, em particular a coordenação Prof. Dr. Eng. Tobias Bleninger e Prof. Dr. Cristovão Fernandes, pelo apoio recebido.

Ao Fernando Hirata, pela ajuda ensinamentos e amizade.

Aos técnicos do Laboratório de Meteorologia da UFPR, pelo apoio e paciência.

Agradeço a todos professores e colegas do PPGERHA, aos meus amigos e familiares que estiveram comigo neste capítulo da minha história, tão enriquecedora e sensacional.

RESUMO

A estação chuvosa na América do Sul (AS) está associada com monções de verão e o mesmo ocorre no sudeste da África (SEA), em particular Moçambique. Em ambas as regiões as chuvas do verão são extremamente importantes para a agricultura e disponibilidade de recursos hídricos. Esta dissertação tem o objetivo de estudar as variações climáticas no SEA durante o verão e suas possíveis teleconexões com a AS. Este assunto é abordado em escala intrassazonal e interanual. Séries de dados de precipitação de 7.841 estações de Moçambique (1964-2005), África do Sul (1974-1999) e cerca de 10.000 estações da AS são utilizadas. Séries mensais de vazão referentes a 23 estações de alguns rios de Moçambique (1964-2005) também são utilizadas. A principal fonte de variabilidade intrassazonal é a Oscilação de Madden-Julian (OMJ). Estudos preliminares que avaliam o seu impacto sobre a África através de anomalias de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) mostram anomalias convectivas significativas relacionadas com OMJ, principalmente entre 10°S e 20°S. Elas são mais fortes no SEA. As anomalias de precipitação são submetidas a um filtro de Lanczos, que retém oscilações intrassazonais com períodos na banda de 20-90 dias e composições foram feitas para cada fase da OMJ. As anomalias positivas mais fortes e extensivas no SEA são encontradas nas fases 8 e 1, enquanto as negativas são mais fortes na fase 5. Anomalias de convecção relacionadas com as fases 1 e 8 da OMJ sobre o Oceano Índico tropical contribuem para o aumento da precipitação sobre a parte sul do continente, ao passo que as da fase 5 da OMJ favorecem a seca. De igual modo, são importantes as anomalias de circulação produzidas pela convecção associada com a OMJ na AS, que constituem trens de ondas de Rossby conectando a AS e o SEA. Estas anomalias favorecem movimento ascendente ou subsidência no SEA e fluxo de umidade do Oceano Atlântico para o sul da África (ou vice-versa), favorecendo aumento ou diminuição da precipitação observada no SEA. Anomalias de precipitação de verão da AS e SEA foram correlacionadas com defasagens entre 0 e 6 dias, revelando significativas correlações entre a precipitação do verão no SEA e na AS 4-5 dias antes, o que sugere teleconexões intrassazonais entre AS e SEA durante o verão, como pode ocorrer nas fases citadas da OMJ. Quanto à variabilidade interanual, empregou-se o método de análise de componentes principais para estudar a variabilidade da precipitação e sua relação com a vazão. A precipitação exibe variabilidade significativa associada com o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS). Além de ENOS, há influência de várias oscilações climáticas sobre a variabilidade da chuva em Moçambique, como o Modo Anular Sul, o Dipolo Subtropical do Índico, a Oscilação Multidecadal do Atlântico, a Oscilação Interdecadal do Pacífico. Contudo, ENOS é a maior forçante. A influência do ENOS pode contribuir para o aumento das vazões em algumas bacias hidrográficas de Moçambique, mas também pode favorecer a ocorrência de estiagens. Há boa concordância entre modos de variabilidade da precipitação e da vazão.

Palavras-Chave – Precipitação; Variabilidade intrassazonal; OMJ; Teleconexões; Variabilidade interanual; Vazões.

ABSTRACT

The rainy season in South America (SA) is associated with the summer monsoon and the same occurs in southeastern Africa (SEA), particularly in Mozambique. In both regions summer rainfall is extremely important for agriculture and water resources availability. The objective of this dissertation is to study climate variations in SEA during summer and their possible teleconnections with SA. This subject is addressed on intraseasonal and interannual time scales. Rainfall data from 7,841 stations in Mozambique (1964-2005), South Africa (1974-1999) and about 10,000 South American stations are used. Monthly streamflow time series from 23 stations of some rivers of Mozambique (1964-2005) are also used. The main source of intraseasonal variability is the Madden-Julian Oscillation (MJO). Preliminary studies assessing its impact on Africa through outgoing long-wave radiation (OLR) show significant convective anomalies related to the MJO mainly between 10°S and 20°S. They are stronger in SEA. Precipitation anomalies are subjected to a Lanczos filter, which retains intraseasonal oscillations with periods in the range of 20-90 days, and compositions were made at each stage of the MJO. The strongest and most extensive positive anomalies in SEA are found in phases 8 and 1, while the negative ones are strongest in phase 5 of the MJO. Convective anomalies associated with phases 8 and 1 over the tropical Indian Ocean contribute to increased precipitation over the southern part of the continent, while MJO phase 5 favor droughts. Equally important are the circulation anomalies produced by convection associated with MJO in SA, which constitute Rossby wavetrains connecting SA and SEA. These anomalies favor convection or subsidence over SEA and moisture flow from the Atlantic Ocean to southern Africa (or vice versa), favoring increase or reduction of the precipitation observed in SEA. Summer precipitation anomalies of SA and SEA were correlated with lags between 0 and 6 days, disclosing significant correlations between summer precipitation in SEA and SA 4-5 days before, suggesting teleconnection between SA and SEA during the summer, on intraseasonal time scales, as can happen in the mentioned MJO phases. Regarding interannual variability, principal component analysis is used to study the variability of rainfall and its relation with streamflow. Rainfall exhibits significant variability associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO). Besides ENSO, there is connection between rainfall variability in Mozambique and various modes of climate variability, atmospheric and oceanic, such as the Southern Annular Mode, the Indian Ocean Subtropical Dipole, the Atlantic Multidecadal Oscillation, the Pacific Interdecadal Oscillation. Notwithstanding, ENSO is the most important forcing. The influence of ENSO can contribute to the increase of streamflow in some rivers basins in Mozambique, but may also favor the occurrence of droughts. There is good agreement between precipitation and streamflow modes of variability.

Key-words - Precipitation; Intraseasonal variability; MJO; Teleconnection; Interannual variability; Streamflow.

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1.1 – (PAINÉIS SUPERIORES) REGIÃO DE ESTUDO NA ÁFRICA E CICLO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE ÁFRICA, PARA O PERÍODO 1974-1999. NO QUADRADO VERMELHO: 1. MOÇAMBIQUE. 2. ÁFRICA DO SUL. (PAINEL INFERIOR) MAPA DE RELEVO DO SUL DA ÁFRICA (FONTE: <http://www.atmos.albany.edu>).....2
- FIGURA 2.1 – ÁREA DE ESTUDO. (ESQUERDA) AMÉRICA DO SUL. (DIREITA) LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO NO SEA: MOÇAMBIQUE E ÁFRICA DO SUL.7
- FIGURA 3.1 - ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS. (ESQUERDA) NA AMÉRICA DO SUL. (DIREITA) NO SEA: MOÇAMBIQUE E ÁFRICA DO SUL..... 17
- FIGURA 3.2 - ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS E QUADRÍCULAS COM SÉRIES MÉDIAS DE VAZÕES..... 17
- FIGURA 3.3 - (TOPO) CICLO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO NA ÁFRICA DO SUL E REGIÕES SELECIONADAS COM MAIOR CORRELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO COM A AMÉRICA DO SUL. (ABAIXO) QUADRÍCULAS DA AMÉRICA DO SUL COM SIGNIFICATIVA CORRELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO COM ÁFRICA DO SUL. AS ELIPSES INDICAM REGIÕES COM MÁXIMA CORRELAÇÃO COM DEFASAGENS DE 5 DIAS. FONTE: GRIMM E REASON (2015).24
- FIGURA 4.1 – ANOMALIAS DE ROLE (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS 2.0 Wm^{-2}) PARA AS 8 FASES DA OMJ NO VERÃO. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.....33
- FIGURA 4.2 – COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA PARA AS 8 FASES DA OMJ NO VERÃO. INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS 0.4 mm . NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.34
- FIGURA 4.3 – COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE FCZA EM 850 hPa (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS $5.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) PARA AS FASES 5 (MENOS PRECIPITAÇÃO NO SEA), 8 E 1 (MAIS PRECIPITAÇÃO NO SEA) DA OMJ NO VERÃO. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS...37
- FIGURA 4.4 COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE FCZA EM 200 hPa (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS $5.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) PARA AS FASES 5 (MENOS PRECIPITAÇÃO NO SEA), 8 E 1 (MAIS PRECIPITAÇÃO NO SEA) DA OMJ NO VERÃO. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS....38

FIGURA 4.5 – COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE FLUXO DE UMIDADE (SETAS, $\text{mgs}^{-1}\text{kg}^{-1}$) E SUA DIVERGÊNCIA (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS É, $1.0 \times 10^{-9} \text{gs}^{-1}\text{kg}^{-1}$) PARA AS FASES 5, 8 E 1 DA OMJ NO VERÃO. COR AZUL (VERMELHA) INDICA OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 90% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS), E SÃO MOSTRADOS APENAS FLUXOS DE UMIDADE SIGNIFICATIVOS. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS..... 40

FIGURA 4.6 – COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE FREQUÊNCIA DE EVENTOS EXTREMOS EM CADA UMA DAS FASES DA OMJ PARA O VERÃO. AS ISOLINHAS INDICAM A RAZÃO ENTRE A FREQUÊNCIA DOS EVENTOS EXTREMOS. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.... 42

FIGURA 5.1 – a) CICLOS ANUAIS DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DA ÁFRICA E REGIÕES SELECIONADAS NO SEA COM MAIOR CORRELAÇÃO DEFASADA DA PRECIPITAÇÃO DE VERÃO NO SEA COM A AMÉRICA DO SUL. b) ATÉ e) REGIÕES DA AMÉRICA DO SUL COM SIGNIFICATIVA CORRELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO DE VERÃO COM AS REGIÕES SELECIONADAS NO SEA. A BARRA DE CORES REPRESENTA OS NÍVEIS DE SIGNIFICÂNCIA DAS CORRELAÇÕES..... 44

FIGURA 5.2 – (ESQUERDA) ANOMALIAS DE ROLE 5 DIAS ANTES DAS FASES POSITIVAS. (DIREITA) ANOMALIAS DE ROLE PARA AS FASES POSITIVAS. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS. O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS É DE 2.0Wm^{-2} 47

FIGURA 5.3 – (ESQUERDA) FCZA EM 200 hPa (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS $5.0 \times 10^5 \text{m}^2\text{s}^{-1}$) PARA AS FASES POSITIVAS DE PRECIPITAÇÃO NO BOX 1, ACIMA, E BOX 3, ABAIXO. (DIREITA) FUNÇÕES DE INFLUÊNCIA DE GRIMM E SILVA DIAS (1995) PARA OS PONTOS-ALVO RELATIVOS AO BOX 1, ACIMA, E AO BOX 3, ABAIXO, AMBOS MARCADOS POR CÍRCULOS PRETOS. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS. 50

FIGURA 5.4 – FLUXO DE UMIDADE (SETAS, $\text{mgs}^{-1}\text{kg}^{-1}$) E SUA DIVERGÊNCIA (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS É $1.0 \times 10^{-9} \text{gs}^{-1}\text{kg}^{-1}$) PARA AS FASES POSITIVAS DA PRECIPITAÇÃO NOS BOXES 1 E 3. COR AZUL (VERMELHA) INDICA OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 90% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS), E SÃO MOSTRADOS APENAS FLUXOS DE UMIDADE SIGNIFICATIVOS. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS..... 51

FIGURA 6.1 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE ÁFRICA (SÉRIE DE MOÇAMBIQUE + ÁFRICA DO SUL) DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES..... 54

FIGURA 6.2 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE ÁFRICA (SÉRIE DE MOÇAMBIQUE + ÁFRICA DO SUL) DA MATRIZ DE COVARIÂNCIA PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES..... 55

FIGURA 6.3 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE DA MATRIZ DE COVARIÂNCIA PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES..... 56

FIGURA 6.4 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES..... 58

FIGURA 6.5 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO PARA O PERÍODO DE 1960 – 2005 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES..... 58

FIGURA 6.6 – VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 1 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 1 DE TSM. CORRELAÇÃO DO MODO 1 DE PRECIPITAÇÃO COM: (c) TSM; (d) ROLE; (e) FCZA EM 200 hPa; (f) FCZA EM 850 hPa. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. SETAS NA FCZA EM 200 hPa INDICAM A PROPAGAÇÃO DOS TRENS DE ONDAS..... 63

FIGURA 6.7 - VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DOS CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 1 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 5 DE PRECIPITAÇÃO DE MOÇAMBIQUE+ÁFRICA DO SUL. COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE (b) FCZA EM 200 hPa E (c) FCZA EM 850 hPa (m^2/s), (d) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 200 hPa E (f) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 850 hPa (m^2/s). MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS), E SÃO MOSTRADAS APENAS AS SIGNIFICATIVAS DE VENTO DIVERGENTE. O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DA COMPOSIÇÃO É DE 10^5 (PARA c, d) E 5 (PARA e, f). ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. SETAS NA FCZA EM 200 hPa INDICAM A PROPAGAÇÃO DOS TRENS DE ONDAS..... 64

FIGURA 6.8 – VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 2 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 2 DE TSM. CORRELAÇÃO DO MODO 2 DE PRECIPITAÇÃO COM: (c) TSM; (d) ROLE; (e) FCZA EM 200 hPa; (f) FCZA EM 850 hPa. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS

DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. SETAS NA FCZA EM 200 hPa INDICAM A PROPAGAÇÃO DOS TRENS DE ONDAS..... 68

FIGURA 6.9 - VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DOS CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 2 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 7 DE PRECIPITAÇÃO DE MOÇAMBIQUE+ÁFRICA DO SUL. COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE (b) FCZA EM 200 hPa E (c) FCZA EM 850 hPa (m^2/s). (d) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 200 hPa E (f) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 850 hPa (m^2/s). MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS) E SÃO MOSTRADAS APENAS AS SIGNIFICATIVAS DE VENTO DIVERGENTE. O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DA COMPOSIÇÃO É DE 10^5 (PARA c, d) E 5 (PARA e, f). ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. SETAS NA FCZA EM 200 hPa INDICAM A PROPAGAÇÃO DOS TRENS DE ONDAS..... 69

FIGURA 6.10 - VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 3 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 3 DE TSM. CORRELAÇÃO DO MODO 3 DE PRECIPITAÇÃO COM: (c) TSM; (d) ROLE; (e) FCZA EM 200 hPa; (f) FCZA EM 850 hPa. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS..... 72

FIGURA 6.11 - VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DOS CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 3 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 4 DE PRECIPITAÇÃO DE MOÇAMBIQUE+ÁFRICA DO SUL. COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE (b) FCZA EM 200 hPa E (c) FCZA EM 850 hPa (m^2/s). (d) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 200 hPa E (f) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 850 hPa (m^2/s). MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS), E SÃO MOSTRADAS APENAS AS SIGNIFICATIVAS DE VENTO DIVERGENTE. O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DA COMPOSIÇÃO É DE 10^5 (PARA c, d) E 5 (PARA e, f). ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. 73

FIGURA 7.1 – PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE MOÇAMBIQUE..... 75

FIGURA 7.2 - VARIABILIDADE DA VAZÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM TSM. (a) FACTOR LOADINGS DO MODO 1 DE VAZÃO E SEUS FACTOR SCORES A DIREITA. (b) CORRELAÇÃO DE TSM COM O MODO 1 DE VAZÃO. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA CORRELAÇÕES NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. 77

FIGURA 7.3 – VARIABILIDADE DA VAZÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM TSM. (a) FACTOR LOADINGS DO MODO 2 DE VAZÃO E SEUS FACTOR

SCORES A DIREITA. (b) CORRELAÇÃO DE TSM COM O MODO 2 DE VAZÃO. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA CORRELAÇÕES NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. 79

FIGURA 7.4 – VARIABILIDADE DA VAZÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM TSM. (a) FACTOR LOADINGS DO MODO 3 DE VAZÃO E SEUS FACTOR SCORES A DIREITA. (b) CORRELAÇÃO DE TSM COM O MODO 3 DE VAZÃO. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA CORRELAÇÕES NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. 81

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1 – PRINCIPAIS HIDROELÉTRICAS DE MOÇAMBIQUE.	8
TABELA 6.1 - CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA LINHA POR COR) E DE COVARIÂNCIA (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA COLUNA POR COV) DA SÉRIE DE MOÇAMBIQUE + ÁFRICA DO SUL, PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999. VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.	54
TABELA 6.2 - CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DA MATRIZ DE COVARIÂNCIA DA SÉRIE DE MOÇAMBIQUE + ÁFRICA DO SUL (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA LINHA POR MAS) E DE MOÇAMBIQUE (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA COLUNA POR moç) PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999. VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.	56
TABELA 6.3 - CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO DA SÉRIE DE MOÇAMBIQUE PARA O PERÍODO DE 1960 – 2005 (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA LINHA POR MOÇ) E DE MOÇAMBIQUE PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA COLUNA POR moç). VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.	57
TABELA 6.4 - CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DE VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA COLUNA) COM ÍNDICES CLIMÁTICOS (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA LINHA). VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.	60
TABELA 7.1 - CORRELAÇÃO ENTRE MODOS DA VAZÃO COM MODOS DE PRECIPITAÇÃO. VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.	74

LISTA DE SIGLAS

ACP	Análise de Componentes Principais
AS	América do Sul
CP's	Componentes Principais
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
FCZA	Função Corrente Zonalmente Assimétrica
FEO	Funções Empíricas Ortogonais
FI	Funções de Influência
HS	Hemisfério Sul
LAT	Latitude
LON	Longitude
MAS	Moçambique + África do Sul
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
RMM	<i>Realtime Multivariate Madden-Julian Oscillation</i>
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
SEA	Sudeste da África
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFPR	Universidade Federal do Paraná
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. JUSTIFICATIVA	3
1.2. HIPÓTESES DE TRABALHO.....	4
1.3. OBJETIVOS	5
1.3.1. Objetivo geral	5
1.3.2. Objetivos Específicos	5
1.4. ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO	5
2. REVISÃO DA LITERATURA	7
2.1. ÁREA DE ESTUDO	7
2.2. CLIMA DO SUDESTE DA ÁFRICA	8
2.3. VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTRASSAZONAL	9
2.4. TELECONEXÕES ENTRE AMÉRICA DO SUL E SUDESTE DA ÁFRICA	12
2.5. VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTERANUAL.....	14
3. DADOS E MÉTODOS	16
3.1. DADOS.....	16
3.2. MÉTODOS	18
3.2.1. Estudo dos impactos da Oscilação de Madden-Julian	18
3.2.2. Estudo das teleconexões entre a América do Sul e sudeste da África.....	21
3.2.3. Estudo da variabilidade interanual da precipitação em Moçambique.....	26
3.2.4. Estudo do impacto da variabilidade da precipitação nas vazões em Moçambique.....	30
4. IMPACTO DA OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN SOBRE A PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DA ÁFRICA E CAMPOS ATMOSFÉRICOS ASSOCIADOS	31
4.1. ANOMALIAS DE ROLE E PRECIPITAÇÃO	31
4.2. ANOMALIAS DE FUNÇÃO CORRENTE EM 850 hPa E 200 hPa	34
4.3. ANOMALIAS DE FLUXO DE UMIDADE	39
4.4. EVENTOS EXTREMOS	41

5. TELECONEXÕES INTRASSAZONAIS ENTRE AMÉRICA DO SUL E SUDESTE DA ÁFRICA.....	43
5.1. CORRELAÇÕES ENTRE A AMÉRICA DO SUL E O SUDESTE DA ÁFRICA	43
5.2. ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA ASSOCIADAS COM AS FASES POSITIVAS DA PRECIPITAÇÃO NAS ÁREAS SELECIONADAS DO SUDESTE DA ÁFRICA	45
5.2.1. Anomalias de ROLE cinco dias antes das fases positivas e nas fases positivas da precipitação no sudeste da África.....	45
5.2.2. Anomalias de função corrente em 200 hPa e Funções de Influência.....	47
5.2.3. Anomalias de fluxo de umidade	50
6. VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTERANUAL NO SUDESTE DA ÁFRICA.....	52
6.1. COMPARAÇÃO DOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO.....	52
6.1.1 Comparação entre os modos da matriz de correlação e da matriz de covariância de Moçambique + África do Sul – MAS, no período 1974 - 1999.....	52
6.1.2 Comparação entre os modos da matriz de covariância de Moçambique no período 1974 - 1999 e Moçambique + África do Sul no período 1974 - 1999	55
6.1.3 Comparação entre os modos da matriz de correlação para Moçambique nos períodos 1960 - 2005 e 1974 – 1999	57
6.2. ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS DA PRECIPITAÇÃO E SUAS RELAÇÕES COM A TSM GLOBAL E CAMPOS ATMOSFÉRICOS.....	59
6.2.1. Correlação dos modos com índices climáticos.....	59
6.2.2. Modo 1 de precipitação	60
6.2.3. Modo 2 de precipitação	65
6.2.4. Modo 3 de precipitação	70
7. VARIABILIDADE DA VAZÃO E SUAS RELAÇÕES COM ÍNDICES CLIMÁTICOS, PRECIPITAÇÃO E TSM GLOBAL	74
7.1. CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DA VAZÃO E DA PRECIPITAÇÃO.....	74
7.2. Modo 1 da vazão (MOD1_VAZ)	75
7.3. Modo 2 da vazão (MOD2_VAZ)	77
7.4. Modo 3 da vazão (MOD3_VAZ)	79
8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	82

ANEXO – LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS	85
GLOSSÁRIO	86
REFERÊNCIAS	92

1. INTRODUÇÃO

A América do Sul (AS) tem a estação chuvosa predominantemente associada com monções de verão (GRIMM, 2011). No sudeste da África (SEA), mais especificamente em Moçambique e no leste da África do Sul, ocorre o mesmo. Em ambas as regiões as chuvas de monção são extremamente importantes para a agricultura e disponibilidade de recursos hídricos.

Esta dissertação baseia-se nos estudos de Grimm e Reason (2011, 2015) feitos para AS e África do Sul, reportando teleconexões em escala interanual e intrassazonal entre a precipitação de verão na AS e na África do Sul. A área de estudo foi ampliada, incluindo Moçambique. Contudo, como os estudos são escassos para Moçambique, é necessário verificar se a variabilidade que atinge a África do Sul também atinge Moçambique.

A importância da precipitação na estação de verão no SEA, particularmente em Moçambique, fica clara na FIGURA 1.1, que mostra o ciclo anual de precipitação na região do SEA. Nela, cada quadrícula contém doze (12) barras onde cada uma corresponde à precipitação de um mês durante todo o período (1974-1999). Em toda a região do estudo chove mais no verão do que noutras estações e muito mais em Moçambique do que na África do Sul. O painel inferior da FIGURA 1.1 ilustra o relevo da região.

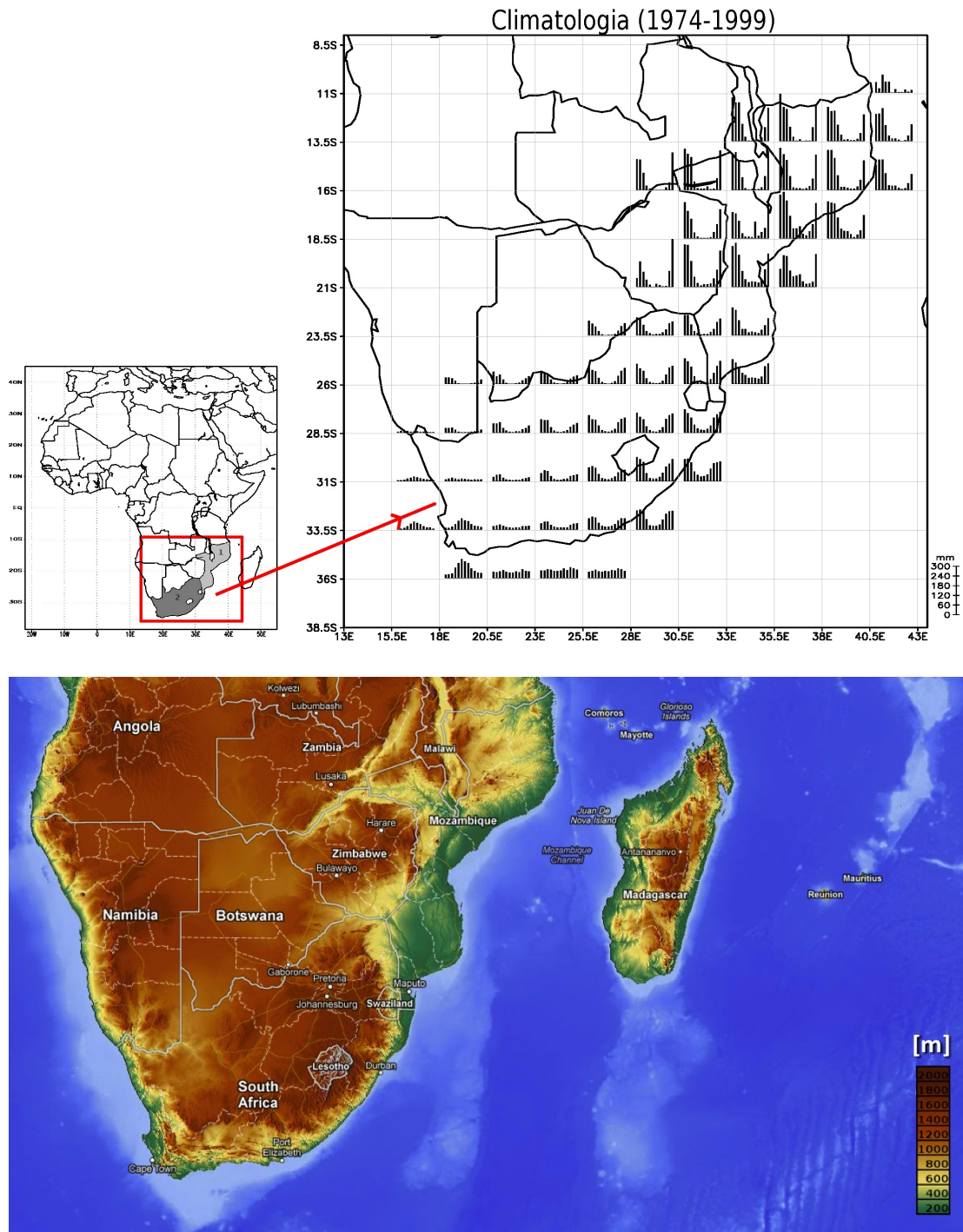


FIGURA 1.1 – (PAINÉIS SUPERIORES) REGIÃO DE ESTUDO NA ÁFRICA E CICLO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE ÁFRICA, PARA O PERÍODO 1974-1999. NO QUADRADO VERMELHO: 1. MOÇAMBIQUE. 2. ÁFRICA DO SUL. (PAINEL INFERIOR) MAPA DE RELEVO DO SUL DA ÁFRICA (FONTE: <http://www.atmos.albany.edu>).

Esta dissertação aborda alguns temas importantes relativos à variabilidade climática intrassazonal e interanual de verão no SEA. Em relação à variabilidade intrassazonal, é feita a descrição dos impactos sobre a região da Oscilação de Madden-Julian (OMJ), a mais importante e mais previsível das oscilações intrassazonais e é feita a verificação de possíveis teleconexões entre a AS e o SEA nesta escala de tempo, estendendo o trabalho de Grimm e Reason (2015) até Moçambique. Isto poderia fornecer elementos prognósticos para a variabilidade da precipitação naquela região. Na escala interanual, é verificada a conexão entre a variabilidade da chuva em Moçambique e vários modos de variabilidade climática, atmosféricos e oceânicos. Além disto, faz-se uma avaliação preliminar da contribuição da variabilidade climática às vazões em Moçambique.

1.1. JUSTIFICATIVA

Há poucos estudos específicos a respeito da variabilidade climática na África, em particular Moçambique, tanto em escalas de tempo intrassazonais como interanuais. Tais estudos são necessários para que se possa avançar na previsão climática subsazonal e sazonal, que pode ser muito útil para a agricultura e planejamento de uso de recursos hídricos em geral. Tal importância é ainda maior durante a estação de monções. Esses estudos podem indicar elementos preditores da variabilidade climática em Moçambique, tanto em termos de variabilidade intrassazonal, como de variabilidade interanual e sua relação com anomalias globais da TSM.

Na escala intrassazonal, tendo em vista que há contínuo monitoramento e previsão da OMJ e sua fase por alguns dos mais importantes centros de previsão do mundo, é importante conhecer os impactos de cada fase da OMJ em Moçambique. Também é necessário avaliar de que modo a convecção sobre a AS influencia o clima na África em escalas intrassazonais, de forma a usar possíveis teleconexões como elemento preditor.

Os estudos propostos são inéditos e representarão uma contribuição muito importante no estudo das teleconexões atmosféricas no HS durante a OMJ, que é a mais importante oscilação intrassazonal. Estas teleconexões podem explicar as anomalias de ROLE observadas no sul da África durante a OMJ, o que é relevante

para o entendimento dos mecanismos dos impactos globais da OMJ. Também possibilitarão conhecer o impacto da OMJ sobre a precipitação do SEA de forma mais detalhada, com base em dados observados de precipitação. Isto é relevante, tendo em vista que estudos preliminares para o sul da África usando ROLE mostram que este impacto pode ser muito significativo.

No caso da variabilidade interanual da precipitação em Moçambique e sua conexão com variabilidade da TSM global, também há poucos estudos. A verificação da sua associação com índices climáticos e com TSM poderá revelar mecanismos ainda desconhecidos e aperfeiçoar a previsão sazonal.

A verificação da influência da variabilidade climática, principalmente a interanual, nas vazões de importantes rios, é importante passo para avaliação do impacto da variabilidade climática.

1.2. HIPÓTESES DE TRABALHO

Este estudo baseia-se nas seguintes hipóteses:

i) a OMJ tem influência sobre a precipitação em Moçambique, assim como tem na África do Sul, e um dos mecanismos desta influência é a influência da OMJ sobre a convecção na AS e sua teleconexão com a convecção no SEA;

ii) a convecção anômala sobre a AS produz perturbações ou oscilações atmosféricas que afetam também a precipitação sobre Moçambique, além de impactar a precipitação na África do Sul, influenciando, portanto, a variabilidade de precipitação em área mais extensa no SEA;

iii) O clima do SEA apresenta variabilidade climática interanual relacionada com modos de variabilidade oceânica e atmosférica.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo geral

O objetivo geral deste trabalho é estudar variações climáticas em Moçambique e possíveis teleconexões com a América do Sul.

1.3.2. Objetivos Específicos

Dentro do objetivo geral acima, são buscados os seguintes objetivos específicos:

- a) Estudar o impacto da OMJ sobre a precipitação em Moçambique;
- b) Estudar as possíveis teleconexões entre América do Sul e Moçambique em escala intrassazonal;
- c) Estudar os fatores que influenciam a variabilidade interanual da precipitação em Moçambique;
- d) Avaliar o impacto da variabilidade da precipitação na série de vazões de alguns rios das principais bacias hidrográficas de Moçambique.

1.4. ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

Esta dissertação está organizada do seguinte modo.

O Capítulo 2 trata da delimitação e caracterização da área de estudo e da revisão da literatura. O capítulo 3 descreve os métodos utilizados para a preparação e análise dos dados e para a geração dos resultados.

Do capítulo 4 a 7 são apresentados os resultados obtidos e a discussão dos mesmos. O quarto capítulo revela o impacto da OMJ sobre o SEA assim como os campos atmosféricos associados. O quinto, fala das teleconexões intrassazonais que existem entre AS e o SEA. O capítulo 6 mostra a variabilidade climática interanual da precipitação no SEA. Para finalizar os resultados, o capítulo 7 discute o impacto da variabilidade da precipitação nas vazões.

O capítulo 8 apresenta as conclusões dos principais resultados e traz recomendações para futuros trabalhos.

Para situar esta dissertação no contexto de estudos já realizados e entender suas hipóteses e objetivos, é conveniente rever a literatura a respeito dos temas a serem abordados.

2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo envolve AS e África. Na África, compreende Moçambique e África do Sul, no SEA, localizados entre as latitudes de 10°S e 35°S (FIGURA 2.1).

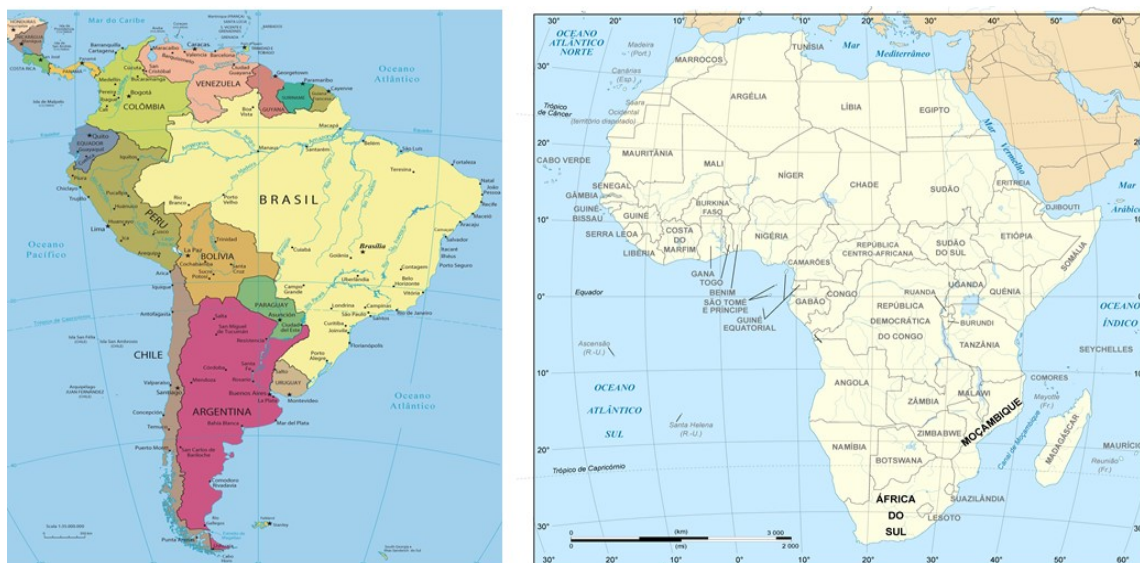


FIGURA 2.1 – ÁREA DE ESTUDO. (ESQUERDA) AMÉRICA DO SUL. (DIREITA) LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO NO SEA: MOÇAMBIQUE E ÁFRICA DO SUL.

FONTE: <http://guiageografico.com/america-sul>

<http://vivendohistoria8a.blogspot.com.br/2013/03/mapa-politico-da-afrika.html>. ADAPTADO.

Além de Moçambique e África do Sul, outros países do SEA são Tanzânia, Malawi, Zâmbia, Zimbabwe, Suazilândia, Lesoto e Madagascar, que é separado pelo Canal de Moçambique.

Moçambique situa-se entre os paralelos 10° 27' e 26° 52' de latitude sul e os meridianos 30° 12' e 40° 51' de longitude leste, na costa sudeste do continente africano. Ao norte, faz fronteira com a República da Tanzânia, a oeste com Malawi, Zâmbia, Zimbabwe, África do Sul e Suazilândia, a sul com a África do Sul e a leste é banhado pelo Oceano Índico. Ocupa uma área de cerca de 799.380 km², dos quais cerca de 786.380 km² são de terra firme e 13.000 km² de águas superficiais. Tem 11 províncias e 10 cidades com estatuto de capital provincial, sendo Maputo a

cidade capital (MICOA, 2007). A população total é de 25.041.922 de habitantes (INE, 2014).

Os principais rios em extensão são: o Zambeze (820 Km), o Rovuma (650 Km), o Lúrio (605 Km), o Messalo (530 Km), o Licungo (336 Km), o Save (330 Km), o Púnguè (322 Km), o Buzi (320Km), o Maputo (150 Km). A montanha mais alta é o monte Binga (2.436 m), situada na província de Manica (FAO, 2009).

A principal fonte de energia elétrica em Moçambique é a hidroelétrica de Cahora Bassa no rio Zambeze, com capacidade para gerar 2.075 MW, parte deles fornecidos para a África do Sul, Botswana e Zimbabwe. Outras maiores centrais hidroelétricas são Chicamba, Mavuzi e Corumana (TABELA 2.1). Outras usinas hidroelétricas de dimensão média existem noutras regiões de Moçambique (BANCO MUNDIAL, 2007; DOS SANTOS, *et al.*, 2013).

TABELA 2.1 – PRINCIPAIS HIDROELÉTRICAS DE MOÇAMBIQUE.

Barragem	Potência (MW)	Rio	Localização (Província)
Cahora Bassa	2,075	Zambeze	Tete
Chicamba	34	Buzi	Manica
Mavuzi	48	Buzi	Manica
Corumana	16,6	Incomati	Maputo

2.2. CLIMA DO SUDESTE DA ÁFRICA

Boa parte do território moçambicano encontra-se na zona intertropical, o que lhe confere um clima do tipo tropical com quatro variações: tropical úmido, tropical seco, tropical semiárido e clima modificado pela altitude. O clima tropical úmido é o predominante e é caracterizado por duas estações: a fresca e seca, que vai de abril a setembro, e a quente e úmida, entre outubro e março. A precipitação é mais intensa no período de dezembro a fevereiro (FIGURA 1.1) e o total médio anual varia de valores menores que 400 mm até 2000 mm. Toda a linha de costa recebe cerca de 800 – 900 mm de precipitação por ano (Ministério para Coordenação da Acção Ambiental - MICOA, 2007).

Dos diversos fenômenos que influenciam o tempo e o clima no SEA, em particular Moçambique, destacam-se os seguintes: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); as células anticiclônicas da zona subtropical do Hemisfério Sul (HS) sobre os dois oceanos, designadas por anticiclones do Atlântico Sul e do Índico; depressão de origem térmica que se forma sobre a África Austral na estação quente e chuvosa do HS; a alta de origem térmica sobre o continente no inverno; as depressões da zona subpolar, na sua migração periódica anual no sentido do equador; frentes frias; os ciclones tropicais no canal de Moçambique. O fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) é a maior fonte de variabilidade interanual do clima. Apesar de ser localizado no Pacífico, o ENOS também influencia o clima global. El Niño (a fase positiva ou quente de ENOS) contribui para secas no sul e centro de Moçambique e para aumento de precipitação no norte, enquanto que La Niña (a fase negativa ou fria de ENOS) produz efeitos contrários (MICOA, 2007).

2.3. VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTRASSAZONAL

A variabilidade climática intrassazonal da precipitação é extremamente importante durante a estação de monção, pois determina fases secas e chuvosas da estação chuvosa, cujo conhecimento é importante para a estação de plantio e crescimento. A variabilidade intrassazonal é caracterizada por variações com periodicidades maiores que a de fenômenos sinóticos (uma ou duas semanas) e menores que uma estação (90 dias). A principal fonte de variabilidade intrassazonal na AS é a Oscilação de Madden-Julian (MADDEN e JULIAN, 1972).

De acordo com Zhang (2005), a OMJ é a componente dominante da variabilidade intrassazonal (30 – 90 dias) na atmosfera tropical. Ela consiste de padrões de convecção anômala em grande escala, com sinais coerentes em outras variáveis atmosféricas, todas propagando-se lentamente para leste, através dos Oceanos Índico e Pacífico onde a superfície do mar é relativamente quente.

A OMJ influencia a variabilidade da precipitação sobre as ilhas do Pacífico, nas regiões de monções da Ásia e da Austrália, ao longo da costa oeste da América do norte, na AS e na África. Ela modula a gênese de ciclones tropicais no Oceano Pacífico e do Mar do Caribe e afeta os ventos de superfície no Oceano Atlântico equatorial (ZHANG, 2005).

A OMJ tem importante influência na Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Uma anomalia de convecção na ZCPS, associada com uma das fases da OMJ, pode influenciar na convecção sobre a ZCAS, pela intensificação, via teleconexão, de um cavado em altos níveis sobre o sudeste da AS (GRIMM e SILVA DIAS, 1995).

Na AS existe um padrão de dipolo de convecção com centros de ação sobre a ZCAS e as planícies subtropicais da AS, que é modulado por modos de variabilidade de diferentes escalas de tempo. De acordo com Paegle *et al.* (2000), modos de oscilação com períodos de 36-40 dias (modo 40) e 22-28 dias (modo 22) influenciam a convecção do dipolo, com o modo mais rápido (modo 22) associado mais fortemente à convecção sobre as planícies subtropicais. O modo 40 está relacionado com a OMJ.

A evolução da OMJ é descrita a partir de 8 fases definidas por Wheeler e Hendon (2004), de acordo com os seguintes passos:

- Análise multivariada de Funções Empíricas Ortogonais (FEO), de médias entre 15°S e 15°N da Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) e vento zonal nos níveis de 850 hPa e 200 hPa (u_{850} e u_{200}), após remoção do ciclo anual e variabilidade interanual e normalização pelo desvio padrão;
- As duas primeiras FEOs combinadas descrevem a estrutura propagante da OMJ;
- Os índices RMM1 e RMM2 (*RMM = Realtime Multivariate Madden-Julian Oscillation index*) são determinados projetando-se ROLE, u_{850} e u_{200} sobre as 2 primeiras FEOs combinadas;
- As 8 fases da OMJ (e suas datas) são definidas de acordo com a combinação destes índices;

Ainda de acordo com Wheeler e Hendon (2004), os índices de RMM, além de mostrarem a propagação para leste pelo equador, são efetivos para capturar os impactos da OMJ em suas várias etapas no verão austral. Dado o comportamento de defasagem dos índices RMM1 e RMM2, o estado ou fase da OMJ é diagnosticado como um ponto no espaço-fase bidimensional definido por RMM1 e RMM2. Faz-se isto a partir de um gráfico (FIGURA 2.2), no qual pontos ligados por

uma linha indicam dias sequenciais, formando geralmente trajetórias no sentido anti-horário, o que significa propagação para leste da OMJ. Raios grandes nesta trajetória significam ciclos fortes de OMJ e raios menores que 1 significam que a OMJ está inativa (Na FIGURA 2.2 são os pontos dentro do círculo de raio igual a 1 – *weak MJO*).

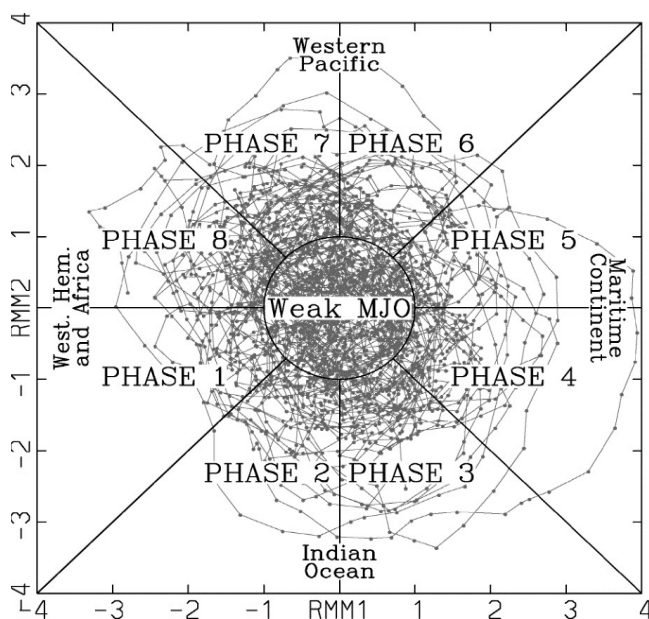


FIGURA 2.2 – ESPAÇO DE FASE (RMM1, RMM2), ONDE CADA PONTO REPRESENTA OS VALORES DOS ÍNDICES EM UM DIA. FONTE: WHEELER E HENDON (2004).

Com base na resposta da circulação atmosférica à convecção anômala sobre a AS em escala interanual (GRIMM e REASON, 2011), parece provável que, em escala intrassazonal, as anomalias geradas na AS também forcem ondas de Rossby que influenciem a variabilidade de convecção sobre o SEA, especialmente sobre Moçambique. Entretanto, é preciso analisar a variabilidade intrassazonal de precipitação em Moçambique e diferenciar quais parcelas desta variabilidade estão associadas à influência direta da OMJ (fases iniciais sobre o Oceano Índico) e à influência da convecção sul-americana. É possível que exista uma cadeia de eventos em que a OMJ influencie a convecção da AS e esta, por consequência, afete a variabilidade de chuva no SEA.

Há estudos de variabilidade climática intrassazonal para a África do Sul. O espectro das oscilações intrassazonais mostra picos na banda de 10-20 dias, 20-35

e 30-60 dias (LEVEY e JURY, 1996; KIJAZI e REASON, 2005; MAPANDE e REASON, 2005a, 2005b; POHL *et al.*, 2007). Os mecanismos associados não são bem conhecidos, embora a OMJ seja atuante. Pohl *et al.* (2007), mostram que há, no sul da África, significativa variabilidade associada à OMJ na ROLE, que é um indicativo de convecção e precipitação na região tropical, sendo o SEA uma das regiões afetadas por esta variabilidade.

2.4. TELECONEXÕES ENTRE AMÉRICA DO SUL E SUDESTE DA ÁFRICA

Uma característica bem estabelecida do sistema climático é a teleconexão de anomalias climáticas entre as várias partes dos trópicos e extratropicais (WALLACE e GUTZLAR, 1981; HOREL e WALLACE, 1981; MO e WHITE, 1985; GRIMM e SILVA DIAS, 1995; GRIMM e REASON, 2015).

A palavra teleconexão significa conexão a distância. Em meteorologia explica como as anomalias que ocorrem em uma dada região estão associadas com anomalias em regiões remotas. Para a análise das teleconexões, algumas técnicas estatísticas, como a análise de correlações espaciais, são usadas. Nesta técnica, variáveis de um ponto ou de uma região do globo são correlacionadas com outros pontos ou regiões.

Grimm e Reason (2011) mostram que, em escala interanual, teleconexões entre a monção sul americana e precipitação da África Austral existem durante os eventos de El Niño e La Niña de Benguela (em Angola) no sudeste do Atlântico. Durante esses eventos nota-se que anomalias substanciais de precipitação também ocorrem na AS.

A convecção anômala sobre a AS gera anomalias de circulação atmosférica (ondas de Rossby) que influenciam diretamente a variabilidade de precipitação sobre o sul da África. Existe ainda uma conexão indireta, através da qual as anomalias de circulação atmosférica geradas na AS modificam a temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Sul que, conseqüentemente, influencia o clima na África (GRIMM e REASON, 2011).

Há várias conexões possíveis entre as anomalias de circulação observadas e anomalias de TSM. Em primeiro lugar, as anomalias de TSM do Atlântico sul

associados com o Niño de Benguela são consistentes com o enfraquecimento dos ventos alísios no Atlântico equatorial, que então gera subsidência equatorial por ondas de Kelvin que transportam um sinal de aquecimento para a África equatorial e, em seguida, um sinal costeiro se propaga em direção a Angola (GRIMM e REASON, 2011).

Grimm e Silva Dias (1995), propuseram a ferramenta das funções de influência (FI) para estudar teleconexões observadas. As FI indicam as regiões nas quais a divergência anômala em altos níveis (associada à convecção anômala), atuando como forçante de circulação atmosférica rotacional, é mais eficiente para produzir perturbações de circulação em torno de um dado ponto-alvo. A origem de padrões de teleconexões bem conhecidos pode ser explorada através da identificação de regiões de influência comum sobre os centros de ação destes padrões. Esta análise confirma a importância da propagação das ondas de Rossby para explicar a origem de algumas teleconexões. Além desta teleconexão trópicos-extratropicais produzida pelas ondas de Rossby, existem anomalias de função corrente sobre a região tropical do sul da África, associadas a anomalias de precipitação nesta região, sugerindo uma teleconexão trópicos-trópicos entre a AS e África, devida à propagação tropical de ondas de Kelvin entre os dois continentes, produzindo perturbação da circulação de Walker (GRIMM e REASON, 2011).

O presente estudo considera teleconexões em escala intrassazonal que, segundo Grimm e Reason (2015), existem entre a precipitação diária da África do Sul e aquela em diversas áreas da AS, com defasagens de 4 - 5 dias, tanto para inverno como para verão, envolvendo regiões com forte precipitação nessas estações. Durante o verão, os mecanismos envolvem tanto uma modulação da célula de Walker local, bem como sequências de trens de ondas de Rossby extratropicais. Para o inverno, o último mecanismo é mais importante. Enquanto no verão anomalias convectivas tropicais na AS têm um papel importante, no inverno regiões subtropicais se tornam mais importantes. Em ambos os casos, estas modulações levam a mudanças regionais da circulação sobre a África Austral que são favoráveis para os sistemas meteorológicos produtores de chuva.

Como são as teleconexões entre a AS e a África em escala intrassazonal? São similares às conexões em escala interanual? Grimm e Silva Dias (1995),

analisando as interações trópicos-extratrópicos com FI de um modelo barotrópico, afirmam que há conexão entre a ZCAS e ZCPS que pode ocorrer em escalas de tempo interanuais, durante os eventos El Niño, e em escalas de tempo intrassazonais, durante eventos de OMJ. Esta conexão foi testada por meio de uma simulação com um modelo linear barotrópico forçado por anomalias divergentes associadas com a ZCPS deslocada para leste, como ocorre durante esses eventos. Teleconexão similar pode afetar Moçambique a partir de anomalias de convecção na ZCAS.

Em suma, pode haver teleconexões trópicos-trópicos, através de ondas que se propagam ao longo da faixa equatorial (por exemplo, ondas de Kelvin e de Rossby equatoriais) e teleconexões trópicos-extratrópicos, através de ondas de Rossby extratropicais (GRIMM e AMBRIZZI, 2009). Ambas podem atuar entre AS e África.

2.5. VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTERANUAL

Há estudos de variabilidade climática interanual relativamente abundantes para a África do Sul e alguns para outros países do sul da África (como a Tanzânia). Para a África do Sul, em escala interanual, a chuva exhibe variabilidade significativa associada com ENOS (REASON *et al.*, 2000; KIJAZI e REASON, 2005; MAPANDE e REASON, 2005b; REASON e JAGADHEESHA, 2005; POHL *et al.*, 2009) e o Dipolo do Oceano Índico (SAJI *et al.*, 1999; REASON, 2002). A variabilidade associada com ENOS resulta do forte acoplamento entre o sistema oceano-atmosfera do Oceano Pacífico e do Oceano Índico/leste da África (REASON *et al.*, 2000). Anomalias da chuva podem estar relacionadas com anomalias de TSM remotas (ENOS) e locais (dipolo subtropical do Oceano Índico) (REASON, 2001; HERMES e REASON, 2005; HANSINGO e REASON, 2009).

Para Moçambique, os estudos são escassos, mas há que referir que a variabilidade da precipitação também está associada com o ENOS (MICOA, 2007; MANHIQUE *et al.*, 2011; TIQUE, 2015), o Dipolo do Oceano Índico sul e depressões tropicais temperadas sobre Moçambique relacionadas com um padrão de ondas planetárias do HS e um padrão da banda de nebulosidade que se forma sobre Moçambique e sudoeste do Oceano Índico responsável pela ocorrência de

precipitação (MANHIQUE *et al.*, 2011; TIQUE, 2015). Há também ocorrência de fluxos anômalos convergentes (divergentes) responsáveis por anomalias positivas (negativas) de precipitação sobre Moçambique. Variações de TSM na região tropical e subtropical do Oceano Índico associadas com a variação da intensidade do anticiclone subtropical do Índico constituem os mecanismos principais que influenciam anomalias de precipitação sobre Moçambique (TIQUE, 2015).

Os ciclones tropicais e o fenômeno El Niño/La Niña tem grande impacto nos principais rios do SEA em particular Moçambique, que resulta em enchentes e secas extremas. (REASON *et al.*, 2005; WORLD BANK, 2007). No entanto, inundações e secas são frequentes em Moçambique, ocorrendo ciclicamente com intensidade variável. Sendo Moçambique um país de jusante, partilhando nove das quinze bacias hidrográficas internacionais da região da SADC (*Southern African Development Community*), mais de 50% dos recursos hídricos são originados nos países de montante. O escoamento superficial total é cerca de 216 km³/ano, dos quais cerca de 100 km³ (46%) são gerados em Moçambique e, os restantes 116 km³ nos países vizinhos. (WORLD BANK, 2007; VIEIRA *et al.*, 2014)

3. DADOS E MÉTODOS

3.1. DADOS

Neste estudo foram utilizadas séries de dados de precipitação diária (e mensal) observada de mais de 10.000 estações pluviométricas da AS (para os estudos de teleconexões), do banco de dados do Laboratório de Meteorologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR), além de dados de 7.841 estações de Moçambique (1960 a 2005) e África do Sul (1974 a 1999), obtidos, respectivamente, no Instituto Nacional de Meteorologia de Moçambique e na base de dados do Laboratório de Meteorologia da UFPR (FIGURA 3.1). As séries de dados têm extensões variáveis e os períodos utilizados foram definidos para cada estudo, sendo 1974 a 1999 para os estudos da variabilidade intrassazonal e 1960 a 2005 para os estudos da variabilidade interanual. Dados de variáveis atmosféricas foram fornecidos pela reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996). Dados de TSM mensal foram obtidos do conjunto HadISST1 (RAYNER *et al.*, 2003). Os valores dos índices RMM1 e RMM2 da OMJ, assim como a sua fase em cada dia foram obtidos de <http://cawcr.gov.au/staff/mwheeler/maproom/RMM/>. Dados de vazão referentes a 23 postos de observação foram obtidos da Direção Nacional de Águas (DNA) de Moçambique para o período de 1960 a 2005 (FIGURA 3.2, Anexo).

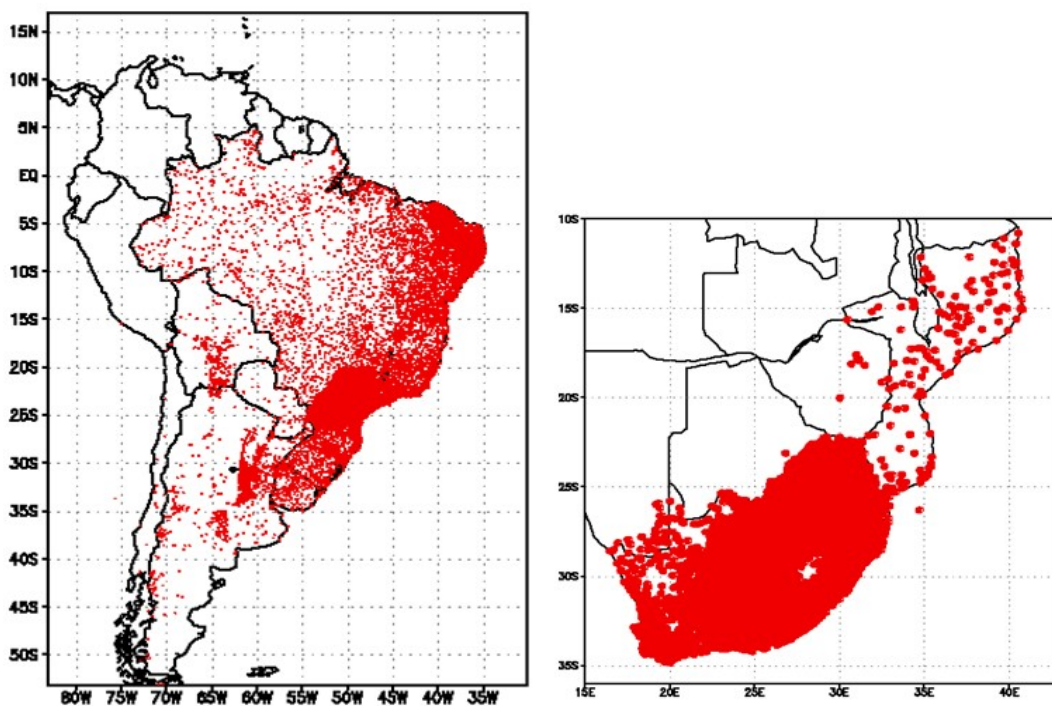


FIGURA 3.1 - ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS. (ESQUERDA) NA AMÉRICA DO SUL. (DIREITA) NO SEA: MOÇAMBIQUE E ÁFRICA DO SUL.

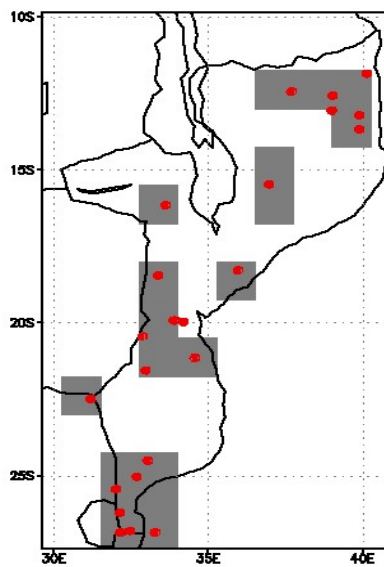


FIGURA 3.2 - ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS E QUADRÍCULAS COM SÉRIES MÉDIAS DE VAZÕES.

Antes de serem utilizados, os dados diários de precipitação passaram por uma série de verificações pelo grupo do Laboratório de Meteorologia da UFPR para detectar e remover dados duvidosos (valores muito altos) e espúrios (zeros colocados erradamente no lugar de dados faltantes). Inicialmente, são identificados os dados que apresentam valores negativos, que são substituídos pelo código de dado indefinido, 777.7. Para detectar dados espúrios, cada zero é confrontado com a climatologia do mês ou com as estações vizinhas, bem como com a chuva dos três meses anteriores e posteriores naquele ano, verificando se estes meses foram muito secos ou úmidos. Se o zero ocorreu em um mês tipicamente seco, pode ser considerado verdadeiro e se ocorreu em um mês no qual a média climatológica não é tão baixa, mas os meses vizinhos foram muito secos naquele ano, esse zero também é mantido. Caso o zero tenha ocorrido em um mês que climatologicamente foi úmido ou se os meses vizinhos são tipicamente úmidos naquele ano, é considerado zero espúrio e seu valor é substituído por código de dado faltante. Os dados espúrios são difíceis de identificar de forma objetiva e exigem muitos testes.

Os dados de precipitação foram interpolados em uma grade regular. Esta interpolação foi feita calculando-se a média aritmética dos dados das estações situadas dentro de cada quadrícula para cada dia, quando há estações suficientes com dados definidos. Esses valores foram alocados no centro da quadrícula. Assim, obteve-se um conjunto de dados distribuído de forma mais homogênea.

3.2. MÉTODOS

3.2.1. Estudo dos impactos da Oscilação de Madden-Julian

3.2.1.1. Anomalias diárias

Dados de precipitação diária no SEA foram interpolados em quadrículas de $1,25^\circ$ de latitude e $1,25^\circ$ de longitude ($1,25^\circ \times 1,25^\circ$) para o período de 1974 a 1999. Foram calculadas as anomalias de precipitação e outras variáveis atmosféricas considerando o valor climatológico de cada dia e depois essas anomalias foram submetidas a um filtro de Lanczos, para reter apenas oscilações intrassazonais com períodos na banda de 20-90 dias.

Para o cálculo das anomalias diárias, primeiro achou-se a média da variável considerada para cada dia do ano, obtendo-se uma série de 365 valores. Esta série foi submetida a uma média móvel de 31 dias para suavizar suas variações e eliminar variações espúrias de um dia para outro devidas ao tamanho da amostra. As anomalias são obtidas subtraindo-se o valor médio climatológico suavizado do valor da variável em cada dia.

3.2.1.2. Filtro de Lanczos

O filtro de Lanczos descrito por Duchon (1979), é um dos filtros passa-banda mais utilizado nos estudos com dados meteorológicos.

O principal objetivo da filtragem de uma série temporal de dados é alterar, de maneira pré-determinada, a amplitude de Fourier que descreve a série, de modo a eliminar a variabilidade indesejada. Isso pode ser feito modificando uma sequência de dados utilizando um conjunto de pesos, que é conhecido como função peso para produzir uma nova sequência de dados (DUCHON, 1979).

Segundo Duchon (1979), este filtro transforma uma sequência de dados de entrada x_t (sendo t o tempo), em uma sequência de dados de saída y_t , usando uma relação linear dada pela transformada de Fourier:

$$y_t = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} w_k x_{t-k} \quad (1)$$

Onde w_k é a função peso (ou filtro) escolhida. Para obter a relação entre a entrada $X(f)$ e a saída $Y(f)$, em que f é a frequência, calcula-se a transformada de Fourier da primeira equação:

$$Y(f) = R(f)X(f) \quad (2)$$

onde $R(f)$ é a função resposta de frequência. As funções peso e resposta contêm um par de transformadas de Fourier e são dadas a seguir:

$$w_k = \frac{1}{2f_N} \int_{-f_N}^{f_N} R(f) \exp(-2k\pi i f \Delta) df \quad (3)$$

Em que $k = -n, \dots, 0, \dots, n$; Δ é o intervalo de amostragem; f_N é a frequência de Nyquist com valor de 1/2 ciclo por intervalo de amostragem;

Para o filtro passa-banda, w_k é dado por:

$$w_k = \left(\frac{\sin 2\pi f_{c2} k}{\pi k} - \frac{\sin 2\pi f_{c1} k}{\pi k} \right) \quad (4)$$

$$R(f) = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} w_k \exp(2k\pi i f \Delta) \quad (5)$$

f_{c1} e f_{c2} são as frequências de corte da banda desejada, que neste estudo são de 20 e 90 dias.

O número mínimo de pesos n , requerido para o filtro passa-banda de Lanczos é dado por:

$$n \geq \frac{1,3}{f_{c2} - f_{c1}} \quad (6)$$

A seleção de uma escala temporal para a filtragem requer uma boa escolha de número de pesos. Neste estudo foram usados 211 pesos no total.

A maior vantagem do filtro de Lanczos é a sua capacidade de ser facilmente sintonizado para a banda de interesse ajustando-se os parâmetros f_{c1} e f_{c2} mostrados nas equações.

3.2.1.3. Composição de anomalias

A composição de anomalias é a média das anomalias em cada uma das fases de cada evento. Após filtragem das anomalias, são calculados seus valores médios para cada uma das 8 fases definidas por Wheeler e Hendon (2004) (das variáveis ROLE, fluxo de umidade e FCZA em 850 e 200 hPa), para avaliar o impacto da OMJ. A sua significância foi avaliada com o teste t de Student descrito nos próximos itens.

3.2.1.4. Eventos extremos

Consideram-se eventos extremos todos os valores diários com percentil maior ou igual a 90%. Foi calculada a frequência média de eventos extremos para cada uma das 8 fases da OMJ (R_1) e para o restante dos dias (R_2), utilizando dados diários de precipitação não filtrados do SEA, que foram interpolados em quadrículas de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$.

A frequência R_1 foi obtida como a razão entre o número de eventos extremos em dada fase e o número total de dias em que ocorre esta fase. A frequência R_2 é a razão entre o número de dias em que ocorrem eventos extremos fora dessa fase x e o número total de dias em que não ocorre a fase x . Foram calculadas a razão e a diferença entre R_1 e R_2 :

$$R = \frac{R_1}{R_2} \quad (7)$$

$$Diferença = R_1 - R_2 \quad (8)$$

A significância estatística foi calculada através de teste baseado na distribuição hipergeométrica por mostrar melhores resultados para os eventos extremos (GRIMM *et al.*, 1998; GRIMM e TEDESCHI, 2009).

3.2.2. Estudo das teleconexões entre a América do Sul e sudeste da África

3.2.2.1. Correlação

Para verificar a existência de teleconexão entre a precipitação de verão na AS e SEA, em escala intrassazonal, séries médias de precipitação diária em áreas de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ no SEA foram correlacionadas com séries médias de precipitação diária em regiões de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ na AS, após essas séries terem sido filtradas pelo filtro de Lanczos para reter a variabilidade na banda 20-90 dias. Cada uma das séries das 35 quadrículas do SEA foi correlacionada com todas as séries da AS. Defasagens de 0 a 6 dias foram aplicadas nas séries do SEA, para tomar em

consideração o tempo necessário para a teleconexão, de modo a detectar anomalias de convecção sobre a AS que poderiam produzir perturbações atmosféricas associadas com as anomalias de precipitação sobre Moçambique. A escolha desta defasagem baseou-se no estudo de Grimm e Reason (2015), que fizeram correlações entre a precipitação na AS e África do Sul com defasagens de 0 a 10 dias nas séries da África do Sul, encontrando resultados significantes nas defasagens 4 e 5 dias.

Na análise de correlação, foi usado o coeficiente de correlação de Pearson, geralmente representado pela letra r que é uma medida do grau de relação linear entre duas variáveis quantitativas e é dado pela equação (9) a seguir:

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{Cov(x, y)}{S_x S_y} \quad (9)$$

De (9) nota-se que a correlação é a razão entre a covariância amostral de duas variáveis e o produto de seus desvios padrões. Este coeficiente tem duas propriedades importantes. Primeiro, o seu valor varia no intervalo de -1 e 1 ($-1 \leq r \leq 1$). O valor $r = 0$ significa que não há relação linear, $r = 1$ indica uma relação linear positiva perfeita, ou seja, sempre que o valor de uma variável cresce, o valor da outra também cresce e, o valor $r = -1$ também indica uma relação linear perfeita negativa, ou seja, quando uma das variáveis aumenta a outra diminui. A segunda importante propriedade é que o quadrado da correlação (r^2) especifica a proporção da variabilidade de uma das duas variáveis que é linearmente explicada ou descrita pela outra (WILKS, 2006).

A significância estatística da análise da correlação é calculada através de um teste baseado na distribuição teste t de Student de acordo com a equação (10).

$$t = \frac{r\sqrt{N-k}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (10)$$

onde t é o valor da estatística (com $N - k$ graus de liberdade) e aplica-se apenas a distribuições que seguem a distribuição normal, N é o número de observações e k é

o número de parâmetros estimados a partir dos dados, neste caso $k = 2$ parâmetros, que são a média e o desvio padrão, utilizados no cálculo do coeficiente de correlação r .

Grimm e Reason (2015) revelam correlações significativas para várias regiões da África do Sul em diferentes regimes de precipitação (verão e inverno), tal como é mostrado na FIGURA 3.3. Nela os mapas de correlação mostram regiões com maior correlação (quadrículas 1, 2 e 3) ao nível de significância de 85% a 90%, ciclo anual da precipitação na África do Sul e caixas de grade da AS com correlação significativa. As precipitações nas quadrículas 1 para o verão, 2 e 3 para o inverno são as que apresentam correlação significativa com regiões mais extensas na AS, com defasagem (lag) de 5 dias.

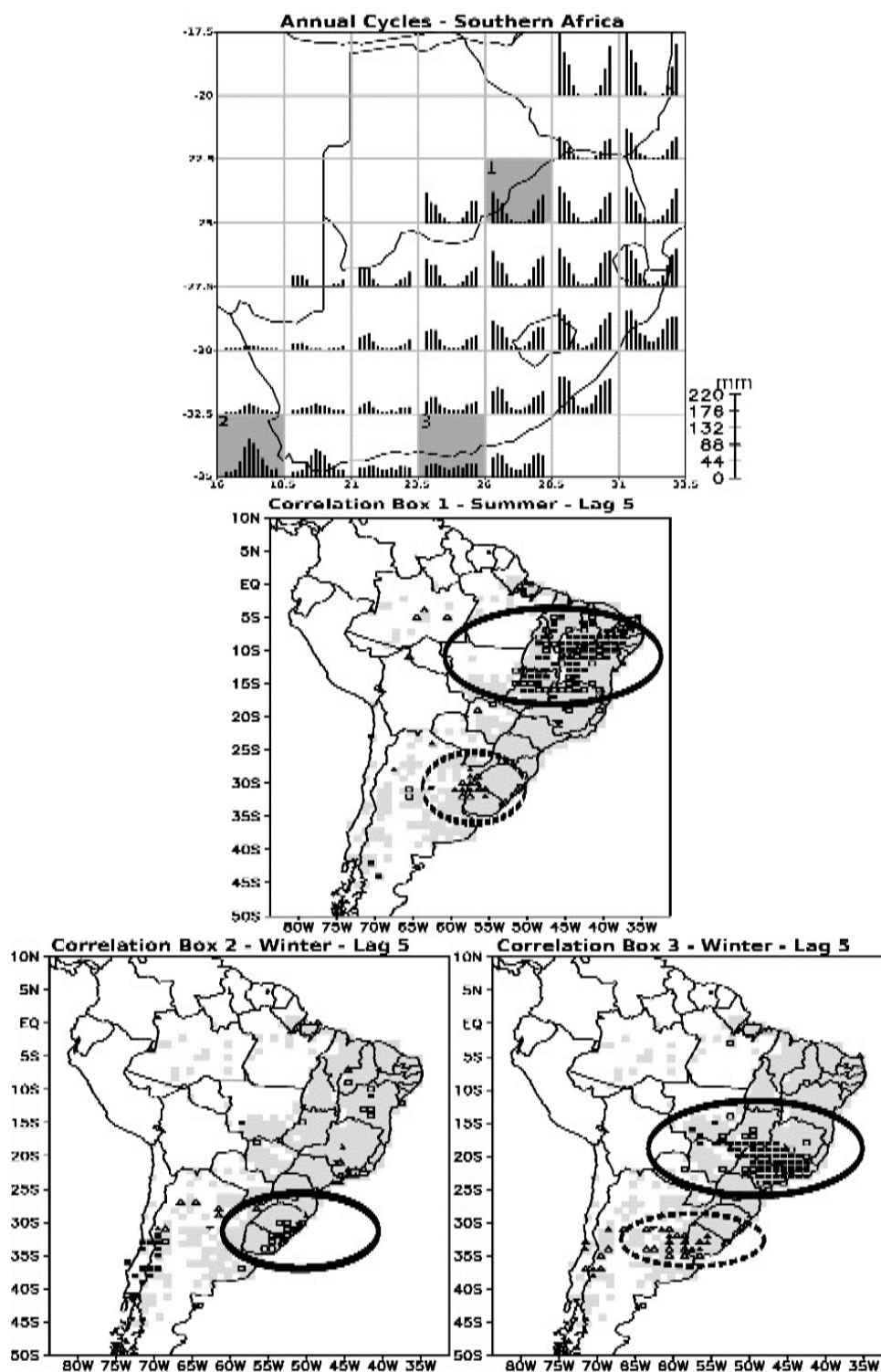


FIGURA 3.3 - (TOPO) CICLO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO NA ÁFRICA DO SUL E REGIÕES SELECIONADAS COM MAIOR CORRELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO COM A AMÉRICA DO SUL. (ABAIXO) QUADRÍCULAS DA AMÉRICA DO SUL COM SIGNIFICATIVA CORRELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO COM ÁFRICA DO SUL. AS ELIPSES INDICAM REGIÕES COM MÁXIMA CORRELAÇÃO COM DEFASAGENS DE 5 DIAS. FONTE: GRIMM E REASON (2015).

3.2.2.2. Composição de anomalias de precipitação e circulação atmosférica

Neste estudo a técnica de composição de anomalias é aplicada para investigar os padrões de circulação atmosférica associados com as fases positivas da precipitação no SEA, que poderiam ser responsáveis pela teleconexão entre a precipitação de verão na AS e SEA, em escala intrassazonal. O cálculo das anomalias diárias e sua composição segue o procedimento descrito nos itens 3.2.1.1 a 3.2.1.3, com a diferença de que agora as composições não são feitas para as fases da OMJ, mas sim para as fases positivas da precipitação em quadrículas selecionadas no SEA.

Foram selecionadas as quadrículas no SEA cuja precipitação mostrou correlação significativa com precipitação sobre a AS em regiões mais extensas. Foram separados os dias de fases positivas das séries filtradas destas quadrículas selecionadas, cujas precipitações apresentam anomalias acima de um desvio padrão. Para estes dias, foram compostas as anomalias de circulação atmosférica (ROLE, FCZA em 200 hPa e fluxo de umidade integrado verticalmente), para detectar as perturbações associadas com estas fases de precipitação aumentada (por ex., ondas de Rossby entre a AS e a África responsáveis pela teleconexão). As anomalias de ROLE são calculadas para 5 dias antes dos dias de fase positiva, a fim de capturar as anomalias de convecção anteriores e mais próximas da AS, que possam ter causado a teleconexão, tal como descrito em Grimm e Reason (2015).

A significância estatística das anomalias é calculada através de um teste baseado na distribuição teste t de Student.

3.2.2.3. Análise de Funções de Influência (FI)

Foi feita a análise de FI (GRIMM e SILVA DIAS, 1995) para pontos alvo no centro das anomalias de função corrente zonalmente assimétrica em 200 hPa diretamente associadas à precipitação anômala nas quadrículas selecionadas no SEA, para verificar se perturbações da divergência em altos níveis associada à convecção anômala na AS revelada pela análise de correlação são capazes de produzir as anomalias de circulação atmosférica associadas com precipitação anômala naquelas regiões do SEA.

3.2.3. Estudo da variabilidade interanual da precipitação em Moçambique

Após serem calculados, os totais mensais de precipitação foram interpolados em quadrículas de $1,25^{\circ} \times 1,25^{\circ}$ no período de 1960 a 2005 (para dados de Moçambique) e 1974 a 1999 (para dados de Moçambique + África do Sul, pois a série da África do Sul só compreende esse período). Designaremos Moçambique + África do Sul por MAS.

A interpolação foi feita calculando-se a média aritmética dos dados das estações localizadas dentro da quadrícula para cada mês, quando há estações suficientes com dados definidos. Esse conjunto de dados mensais de precipitação em quadrículas de $1,25^{\circ} \times 1,25^{\circ}$ foi posteriormente utilizado na Análise de Componentes Principais.

3.2.3.1. Análise de Componentes Principais (ACP) ou de Funções Empíricas Ortogonais (FEO) da precipitação

A Análise de Componentes Principais (ACP), também conhecida como Funções Empíricas Ortogonais (FEO), é um método da estatística multivariada que reduz um grande volume de dados através das explicações das covariâncias.

A ACP é um dos métodos mais populares de análise de dados em ciências atmosféricas que se tornou popular depois dos estudos de Lorentz em 1956. A ACP reduz um conjunto de dados contendo muitas variáveis em um conjunto com poucas variáveis novas, que são uma combinação linear das variáveis originais, mas que explicam grande fração da variabilidade contida nos dados originais. O método é uma forma de identificar padrões recorrentes em dados e expressá-los de modo a evidenciar suas similaridades e desigualdades. Também transforma o espaço multidimensional em menor dimensão sem perda significativa de informação (WILKS, 2006).

A ACP tem como objetivo a transformação ortogonal de um conjunto de variáveis originais correlacionadas em um conjunto de variáveis não correlacionadas chamadas Componentes Principais (CP's). Cada CP gerada é uma combinação linear de variáveis. Também identifica variáveis novas com boa

significância sem alterar as características originais, eliminando variáveis originais com pouca informação relevante e reduz a dimensão do problema.

A ACP pode ser feita por meio de uma matriz de correlação $[R]$ assim como de uma matriz de covariância $[S]$ dadas pelas Equações (11.a) e (11.b). A matriz de correlação é a matriz das variáveis ou anomalias padronizadas Z , ou seja, expressas em termos de desvios padrões (WILKS, 2006).

A matriz de correlação mostra o maior núcleo de variabilidade da precipitação em termos de desvio padrão (em termos relativos), enquanto a matriz de covariância mostra regiões de maior variabilidade em termos de anomalias (em termos de valores absolutos).

$$[R] = \frac{1}{n-1} [Z]^T [Z] \quad (11.a)$$

$$[S] = \frac{1}{n-1} [X']^T [X'] \quad (11.b)$$

Onde X' é a matriz das anomalias com n linhas e k colunas. Z é a matriz das anomalias expressas em termos de desvios padrões.

Os autovalores e os autovetores das matrizes de covariância ou de correlação, são importantes na análise de CP's. Os autovetores determinam as direções de máxima variabilidade, e os autovalores especificam as variâncias de cada CP.

A ACP procura pela direção dos dados que apresenta maior variabilidade e esta será chamada de primeiro modo de variabilidade (maior variância) dos dados (CP1). O segundo modo de maior variabilidade (CP2) será a segunda direção de maior variabilidade, mas deverá ser obrigatoriamente ortogonal ao CP1 e assim por diante. Isto é $\text{var}(\text{CP1}) \geq \text{var}(\text{CP2}) \geq \text{var}(\text{CP3}) \geq \dots \geq \text{var}(\text{CPn})$.

Para que os modos de variabilidade dos dados tenham características homogêneas, procede-se à rotação dos mesmos, obtendo assim um novo conjunto de dados designados por componentes principais rotacionados, os quais foram

usados neste estudo, por meio da rotação Varimax ortogonal, que mantém os autovetores perpendiculares entre si.

A rotação Varimax (V) é um tipo de rotação ortogonal proposto por Kaiser em 1958 e, é muito utilizada em análise de CP's, com o intuito de maximizar a variância do quadrado dos autovetores (*factor loadings*) de cada modo, resultando em maior simplicidade na interpretação das CP's (RICHMAN, 1986).

A ACP pode ser classificada em pelo menos seis modos básicos operacionais, dependendo de que parâmetros serão escolhidos como variáveis, indivíduos e entidades fixas. Estes seis modos foram definidos por Cattell (1952) como modos O, P, Q, R, S e T e resultam em um conjunto único de variáveis quando uma simples rotação de estrutura é aplicada, diferindo entre eles na escolha de parâmetros a serem colocados na matriz de dados, como linhas ou colunas. Por exemplo, em estudos meteorológicos os modos S e T são os mais comuns e, os parâmetros são o tempo e a localização (estação). No modo S, que foi usado neste estudo, as estações são representadas por colunas e o tempo pelas linhas, no modo T é o contrário. No modo S, a rotação tende a isolar subgrupos de estações que variam de maneira similar, de modo que seus resultados sejam utilizados para a regionalização dos dados. No modo T, a rotação isola subgrupos de observações com padrões espaciais similares, simplificando as séries temporais (RICHMAN, 1986).

Para fazer a ACP é necessário que as quadrículas participantes estejam preenchidas com todos os dados correspondentes ao mesmo intervalo de tempo, isto é, deve-se escolher um intervalo de tempo no qual todas as quadriculas contém dados completos. Assim, dado faltante em algum mês foi preenchido usando-se a climatologia, ou seja, achando-se a média das precipitações correspondentes a esse mês dentro da quadrícula. Caso o número de dados faltantes de um certo mês seja maior que um quarto ($\frac{1}{4}$) do número de anos, a série é descartada.

Em seguida, para cada ano foi calculada a precipitação total de verão. Esses valores foram dispostos numa matriz, usando o modo S, onde cada coluna corresponde a uma quadrícula e as linhas aos anos de dados daquela quadricula,

sendo assim possível determinar e analisar os CP's, para a série de dados de MAS (1974 - 1999) e para Moçambique em dois períodos (1974 - 1999 e 1960 - 2005).

3.2.3.2. Correlação entre os modos de precipitação e relações destes modos com a TSM e campos atmosféricos

Modos de variabilidade de precipitação no SEA foram calculados com matriz de correlação e matriz de covariância e para diferentes domínios e períodos. Eles foram então correlacionados, com o intuito de relacionar os modos correspondentes e demonstrar como as diferenças na matriz básica, no domínio e no período podem afetar os modos.

A análise de correlação também foi utilizada para estabelecer as conexões da variabilidade da precipitação em Moçambique com campos atmosféricos e oceânicos. Para tal, foi feita a correlação entre a série temporal (*factor scores*) de cada um dos principais modos de variabilidade rotacionados da precipitação em Moçambique, baseados na matriz de correlação, com a série de TSM em cada ponto de grade ($5,0^{\circ} \times 5,0^{\circ}$) sobre os oceanos, para o verão. Além disso, os modos de precipitação foram correlacionados com campos atmosféricos, como ROLE, FCZA em 200 hPa e 850 hPa e potencial de velocidade + vento divergente (POTV + VDIV). A correlação com ROLE foi feita a partir de 1974 porque essa variável só possui dados a partir deste ano (anteriormente não existiam satélites para a realização de suas medições). Composições de anomalias também foram utilizadas.

Além disso, os modos de precipitação foram correlacionados com séries de índices climáticos, tais como: Niño 3.4 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>), Modo Anular Sul (http://research.jisao.washington.edu/data_sets/aaoslp/), Dipolo Subtropical do Oceano Índico (<http://www.jamstec.go.jp/res/ress/behera/iosdindex.html>), Oscilação Decadal do Pacífico (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>), Oscilação Interdecadal do Pacífico (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/IPOTPI/>), Oscilação do Atlântico Norte (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>).

A significância estatística das correlações foi calculada através do teste t de Student.

3.2.4. Estudo do impacto da variabilidade da precipitação nas vazões em Moçambique

Tal como na precipitação, médias mensais de vazão foram interpolados em quadrículas de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ no período de 1960 a 2005, usando 23 postos de observação.

Para a interpolação foi feito o cálculo do valor da anomalia padronizada de vazão q , para cada mês em cada posto ou estação:

$$q = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma} \quad (12)$$

onde Q_i é a vazão em um dado posto para um certo mês (em m^3/s), \bar{Q} é a vazão média daquele posto para um certo mês (em m^3/s) e σ é o desvio padrão das vazões daquele mês para um dado posto (em m^3/s).

Com as anomalias de cada posto foi calculada a média para cada quadrícula, ficando cada uma representada por uma série de anomalias padronizadas. O conjunto dessas séries foi usado para gerar a ACP da vazão para o verão, usando a matriz de correlação, tal como na precipitação.

Correlações foram feitas entre os principais modos de variabilidade de vazão e os modos de chuva, afim de identificar a relação entre eles. Isso irá possibilitar a verificação da variação de algumas vazões associadas com as variações de chuvas ou seja, a resposta da vazão às anomalias de chuva. Além disso, os CP's de vazão foram correlacionados diretamente com a TSM global e com os índices climáticos anteriormente associados com a variação de chuva. A significância estatística da correlação é calculada através de um teste baseado na distribuição teste t de Student.

4. IMPACTO DA OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN SOBRE A PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DA ÁFRICA E CAMPOS ATMOSFÉRICOS ASSOCIADOS

No presente capítulo, são apresentados os resultados obtidos e as discussões referentes ao impacto da OMJ sobre a precipitação no SEA, assim como os campos atmosféricos associados.

Para avaliar o impacto da OMJ, foram feitas composições de anomalias de precipitação, ROLE, função corrente e fluxo de umidade em cada uma das 8 fases da OMJ ou em fases selecionadas. A seguir, é feita a análise de cada variável.

4.1. ANOMALIAS DE ROLE E PRECIPITAÇÃO

Os resultados da composição de anomalias de precipitação são comparados com as anomalias de ROLE para cada uma das fases da OMJ. A ROLE é um indicativo de convecção e precipitação na região tropical (POHL *et al.*, 2007). Suas anomalias negativas indicam convecção (e precipitação) acentuada, enquanto anomalias positivas mostram convecção suprimida ou subsidência (menos precipitação que o normal).

Pode-se ter uma ideia geral das fases da OMJ definidas por Wheeler e Hendon (2004), a partir das suas respectivas anomalias de ROLE (FIGURA 4.1), que mostram o deslocamento, entre as fases 1 a 8, da convecção equatorial anômala do Oceano Índico para leste, até o Oceano Pacífico Central. Nas fases 8 e 1 aparecem também anomalias de convecção acentuada na AS e SEA.

Na fase 1, que é o início do ciclo da OMJ, observa-se que a anomalia de ROLE é predominantemente negativa sobre o SEA e Oceano Índico tropical oeste. Em Moçambique, as anomalias de precipitação são predominantemente positivas durante a fase 1 (FIGURA 4.2), o que é coerente com as anomalias de ROLE. As anomalias de ROLE da fase 2, indicam uma migração da convecção em direção ao Oceano Índico leste e sobre o SEA ela se desloca para norte, com a intensificação da anomalia negativa de ROLE na região tropical. Este padrão é coerente com anomalias de precipitação positivas predominantes ao norte de 20°S e anomalias negativas predominantes ao sul do 20°S. Na fase 3, as anomalias negativas de

ROLE sobre o SEA sofrem uma migração ainda mais para o norte e, nos trópicos, para o Índico tropical leste, enfraquecendo no SEA e dando lugar a anomalias positivas de ROLE, que indicam seca, coerentes com as composições de anomalias de chuva, predominantemente negativas (FIGURA 4.2). Com a propagação da ROLE para leste, na fase 4, há uma mistura de fracas anomalias de sinais opostos sobre o SEA, sendo as anomalias de precipitação isoladas e esparsas, com mistura de sinais opostos, significando que a OMJ não tem muita influência nesta fase, com maior contribuição dos efeitos locais para a chuva. Na fase 5, as anomalias de ROLE positivas na África equatorial se estendem para o SEA, num comportamento similar ao observado na fase 1 para as anomalias negativas, coerentes com as anomalias negativas de precipitação (FIGURA 4.2). Na fase 6 o sinal positivo de ROLE começa a enfraquecer, movendo-se para norte e para leste, de forma que na fase 7 já há um sinal negativo de ROLE sobre o sul do SEA, coerente com as anomalias positivas de precipitação, que dominam mais a África do Sul do que Moçambique. O sinal positivo de ROLE e negativo de precipitação já está restrito ao norte do SEA (FIGURAS 4.1 e 4.2). Na fase 8 este padrão já se moveu mais para norte e leste, de modo que anomalias negativas de ROLE e positivas de precipitação dominam o SEA, na África do Sul e sul de Moçambique, com anomalias opostas apenas no norte de Moçambique. Quando a OMJ evolui em sequência de um ciclo para outro, da fase 8 para a fase 1 o ciclo recomeça, com anomalias negativas de ROLE e positivas de precipitação dominando sobre Moçambique (FIGURAS 4.1 e 4.2).

As fases 8 e 1 são as que mostram a mais forte e extensa anomalia negativa de ROLE sobre o SEA, sendo mais intensa na fase 8 em quase toda a região (FIGURA 4.1). Nestas fases, há maior impacto do sinal da OMJ no verão, com nível de confiança de 90% (FIGURA 4.2). Essas anomalias de convecção podem estar associadas às teleconexões relatadas por Grimm e Reason (2015). Esta hipótese será testada no próximo capítulo.

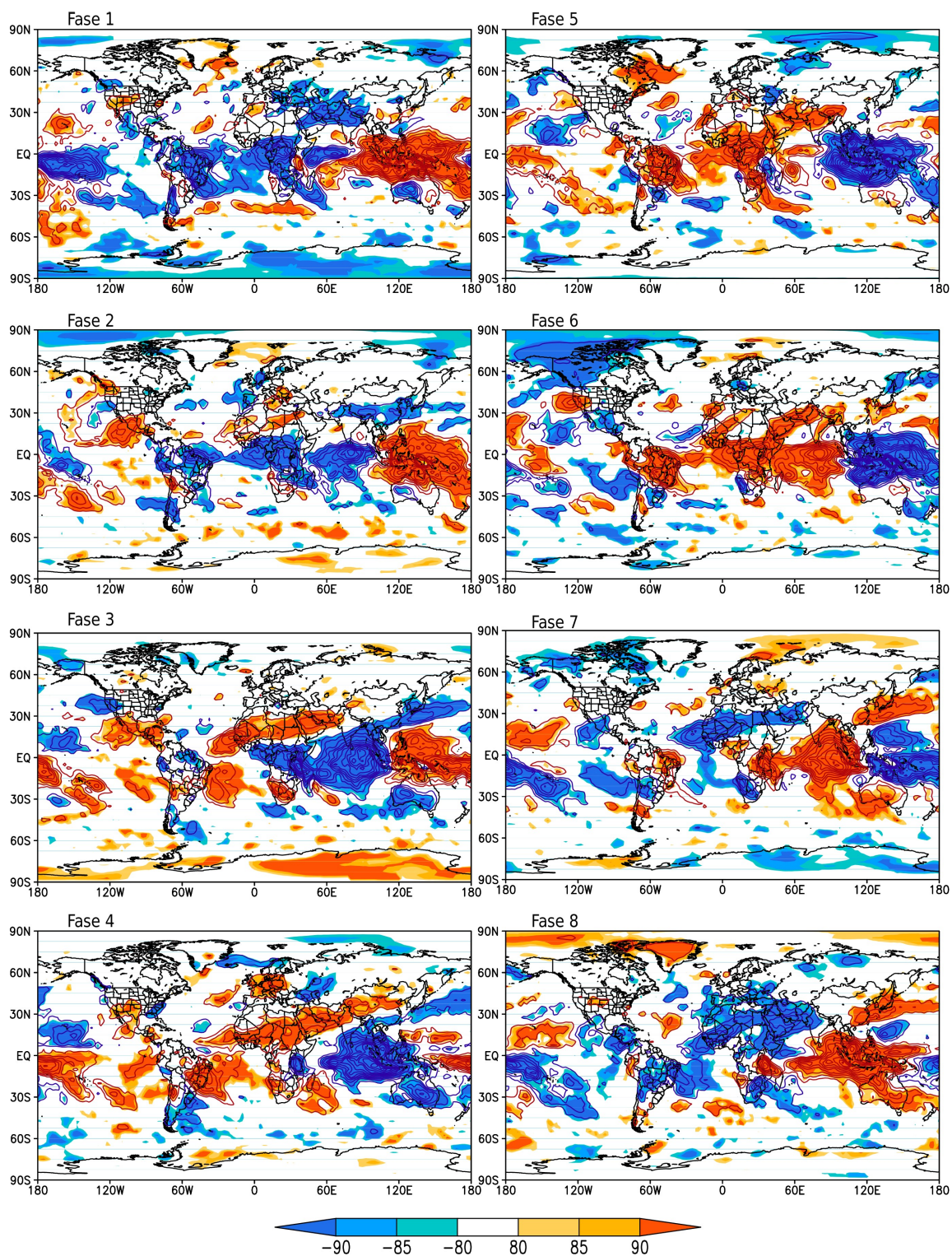


FIGURA 4.1 – ANOMALIAS DE ROLE (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS 2.0 Wm^{-2}) PARA AS 8 FASES DA OMJ NO VERÃO. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.

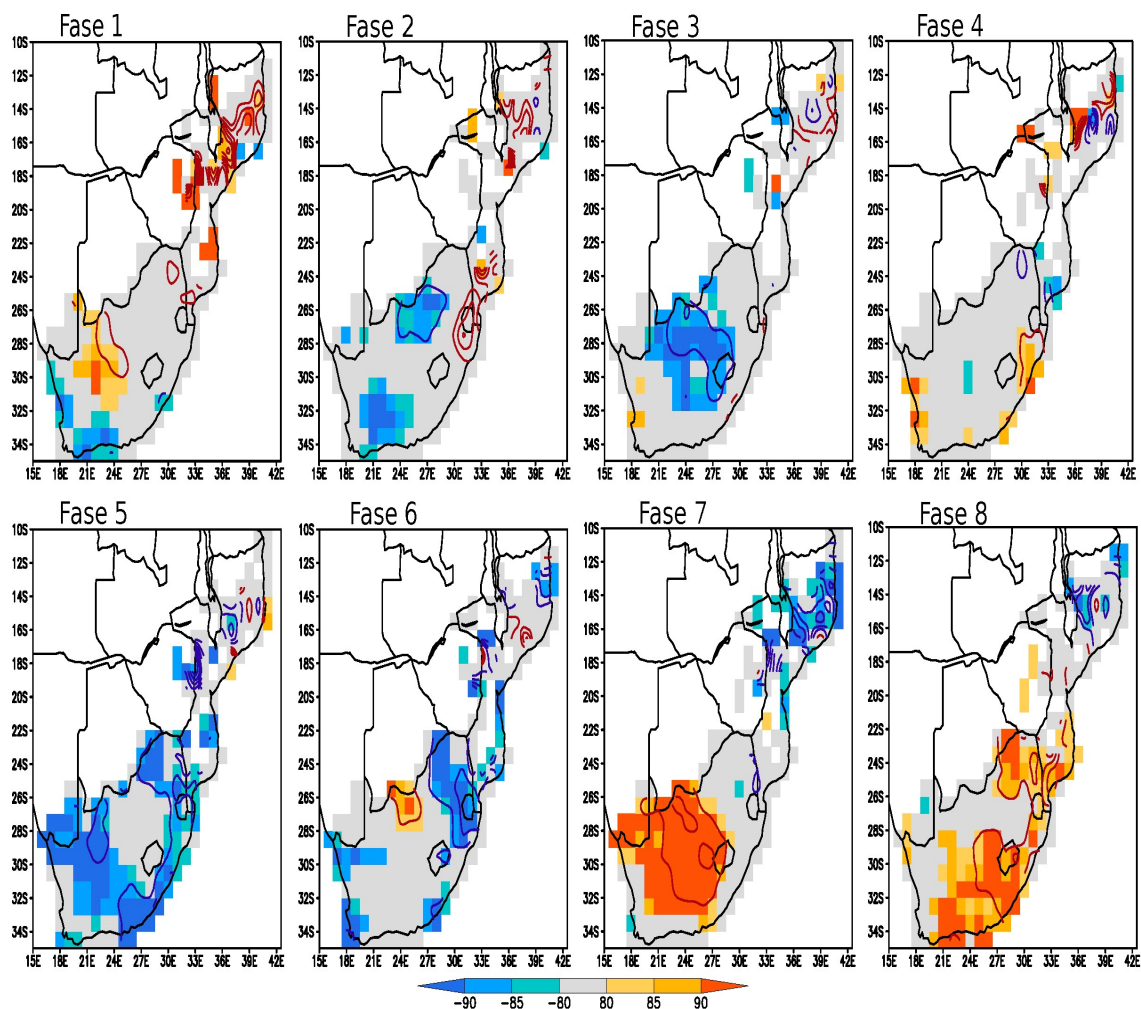


FIGURA 4.2 – COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA PARA AS 8 FASES DA OMJ NO VERÃO. INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS 0.4 mm. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.

4.2. ANOMALIAS DE FUNÇÃO CORRENTE EM 850 hPa E 200 hPa

A composição de anomalias de função corrente nas fases da OMJ nas quais ocorre menos precipitação (fase 5) e mais precipitação (fases 8 e 1), é mostrada para baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) da atmosfera. Estas figuras mostram a resposta do componente rotacional de circulação atmosférica às fontes anômalas de calor na atmosfera, produzidas pela convecção anômala associada à OMJ, que está aproximadamente sobre o equador.

Gill (1980), examinou a resposta atmosférica a uma fonte de calor centrada sobre o equador, o que corresponde a convecção acentuada, com convergência em

baixos níveis e divergência em altos níveis. Este seria o caso em que há anomalia positiva de convecção (formação de nuvens e liberação de calor latente na atmosfera, com anomalia positiva de precipitação e anomalia negativa de ROLE). Aparece um par de centros de circulação ciclônica em baixos níveis e um par de centros de circulação anticiclônica em altos níveis, a oeste da fonte, sendo estes pares centrados no equador. Ondas de Kelvin se propagam para leste da fonte, gerando ventos de leste (alíseos) nesta região, e ondas de Rossby se propagam para oeste da fonte, gerando ventos de oeste nesta região. Como as ondas de Kelvin são mais rápidas (a mais rápida onda de Rossby se propaga com 1/3 da velocidade da onda de Kelvin), os efeitos das ondas de Rossby equatoriais só alcançam um terço do alcance das ondas de Kelvin. Em altos níveis é produzido um par de centros anticiclônicos a oeste da fonte e os sentidos da circulação são invertidos. Para anomalia negativa de convecção (subsistência, sumidouro de calor), as anomalias de circulação são inversas às descritas, com um par de anticiclones a oeste da subsistência anômala em baixos níveis e um par de ciclones em altos níveis.

Na fase 5, há anomalia de convecção positiva sobre o continente marítimo e anomalia de convecção negativa (subsistência) sobre o Pacífico central, AS e África (FIGURA 4.1). Portanto, há um par de ciclones centrado no equador sobre o Oceano Índico e um par de anticiclones sobre o Oceano Pacífico, que se estende até a África, em 850 hPa, com ventos equatoriais de oeste (para leste) no Oceano Índico e de leste (para oeste) no Oceano Pacífico até a África (FIGURA 4.3). Em consequência, há convergência em baixos níveis na região tropical sobre o continente marítimo e divergência sobre a AS e África. Isto está coerente com menor precipitação sobre a faixa tropical da AS e a África (FIGURAS 4.1 e 4.2). Em altos níveis (200 hPa), as anomalias de circulação são opostas (FIGURA 4.4).

Na fase 1 a situação é inversa à da fase 5, com anomalia de convecção negativa (subsistência) sobre o continente marítimo e anomalia positiva sobre o Pacífico central, AS e África. Portanto, há um par de anticiclones em baixos níveis (850 hPa) sobre o Oceano Índico e um par de ciclones sobre o Oceano Pacífico, AS e Atlântico, estendendo-se até a África (FIGURA 4.3). Há convergência em baixos níveis na região tropical sobre a AS e África e divergência sobre o continente marítimo. Isto está coerente com maior precipitação sobre a faixa tropical da AS e a

África (FIGURAS 4.1 e 4.2). Em altos níveis (200 hPa), as anomalias de circulação são opostas (FIGURA 4.4).

Nas outras fases as anomalias de convecção vão se deslocando para leste, assim como as anomalias de circulação, conforme explicado na revisão bibliográfica sobre a OMJ. Na fase 8, por exemplo, as anomalias de convecção tropical estão um pouco a oeste das anomalias na fase 1 (FIGURA 4.1) e assim estão as anomalias de circulação (FIGURAS 4.3 e 4.4).

Além da propagação de ondas ao longo da região equatorial, existe também propagação trópicos-extratropicais, ao longo de trajetórias curvas, através de ondas de Rossby (GRIMM e SILVA DIAS, 1995; GRIMM e AMBRIZZI, 2009), conforme já mencionado na revisão bibliográfica. Centros alternados de anomalias ciclônicas e anticiclônicas são vistas nos extratropicais, formando um trem de ondas. Eles são mais intensos e visíveis em altos níveis (200 hPa). Em latitudes extratropicais tais trens de onda tem mesmo sinal de função corrente em baixos e altos níveis, mas nos trópicos o sinal é contrário.

Na fase 5, um trem de ondas conecta a convecção anômala no Oceano Pacífico com a AS. Outro trem de ondas é claramente visível conectando a convecção anômala na AS com o SEA (FIGURA 4.4). Tais trens de onda já foram reportados em Grimm e Silva Dias (1995) e Grimm e Reason (2015). O trem de ondas que atinge o SEA produz um par de circulação anticiclônica/ciclônica sobre o sul do SEA, o que dá suporte dinâmico à subsidência sobre a região e, portanto, menos precipitação (FIGURA 4.2).

Na fase 8, há um par de circulação ciclônica/anticiclônica no sul do SEA, não tão notável quanto o par de circulação contrária na fase 5, mas perceptível nas isolinhas de função corrente, que dá suporte dinâmico ao movimento ascendente sobre a região e, portanto, mais precipitação. O centro ciclônico move-se para nordeste na fase 1 e dali o trem de ondas é desviado para sul, em direção ao Oceano Índico. Como o par ciclone/anticiclone está mais ao norte, favorece a precipitação no norte do SEA na fase 1.

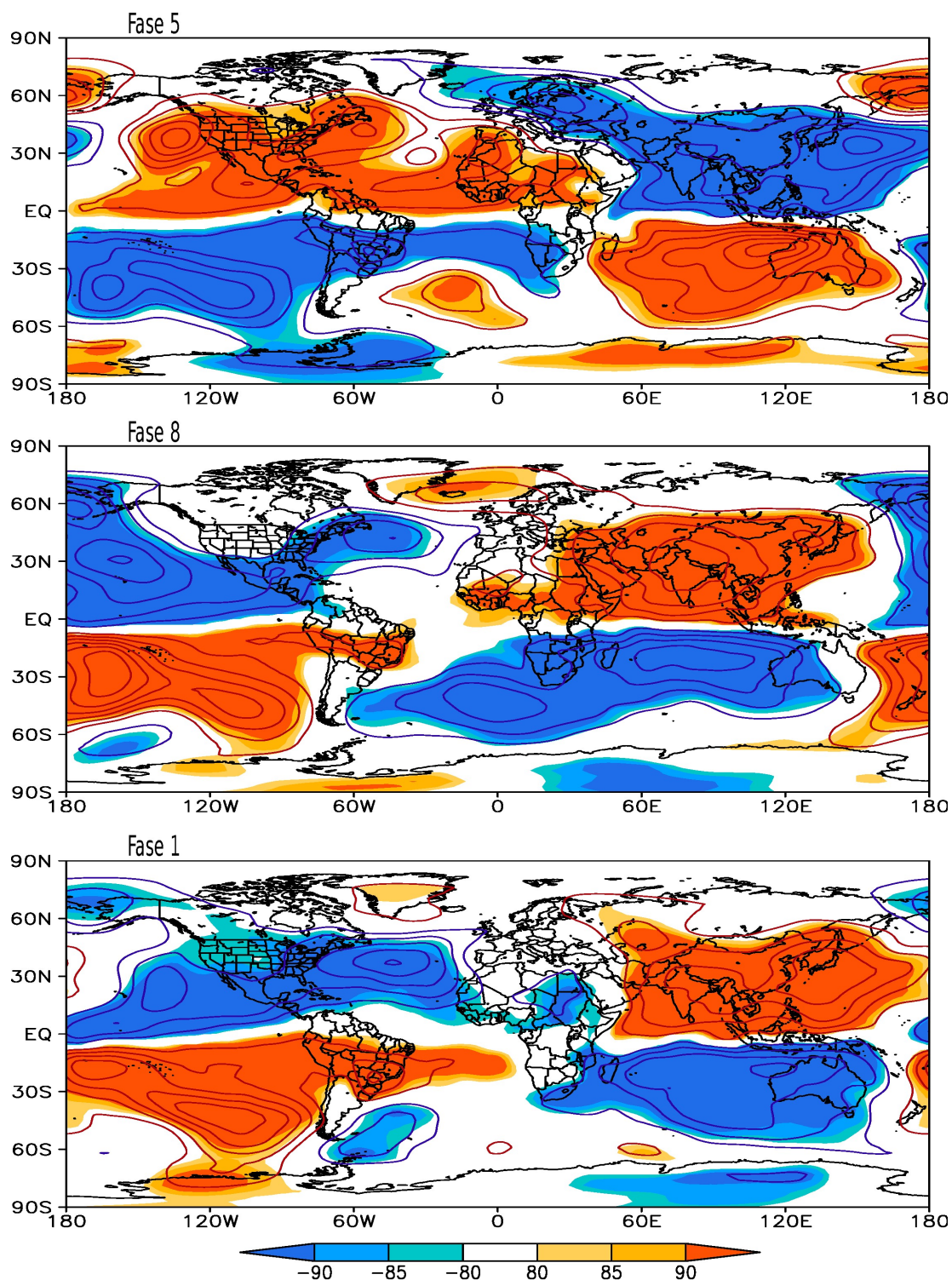


FIGURA 4.3 – COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE FCZA EM 850 hPa (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS $5.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) PARA AS FASES 5 (MENOS PRECIPITAÇÃO NO SEA), 8 E 1 (MAIS PRECIPITAÇÃO NO SEA) DA OMJ NO VERÃO. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.

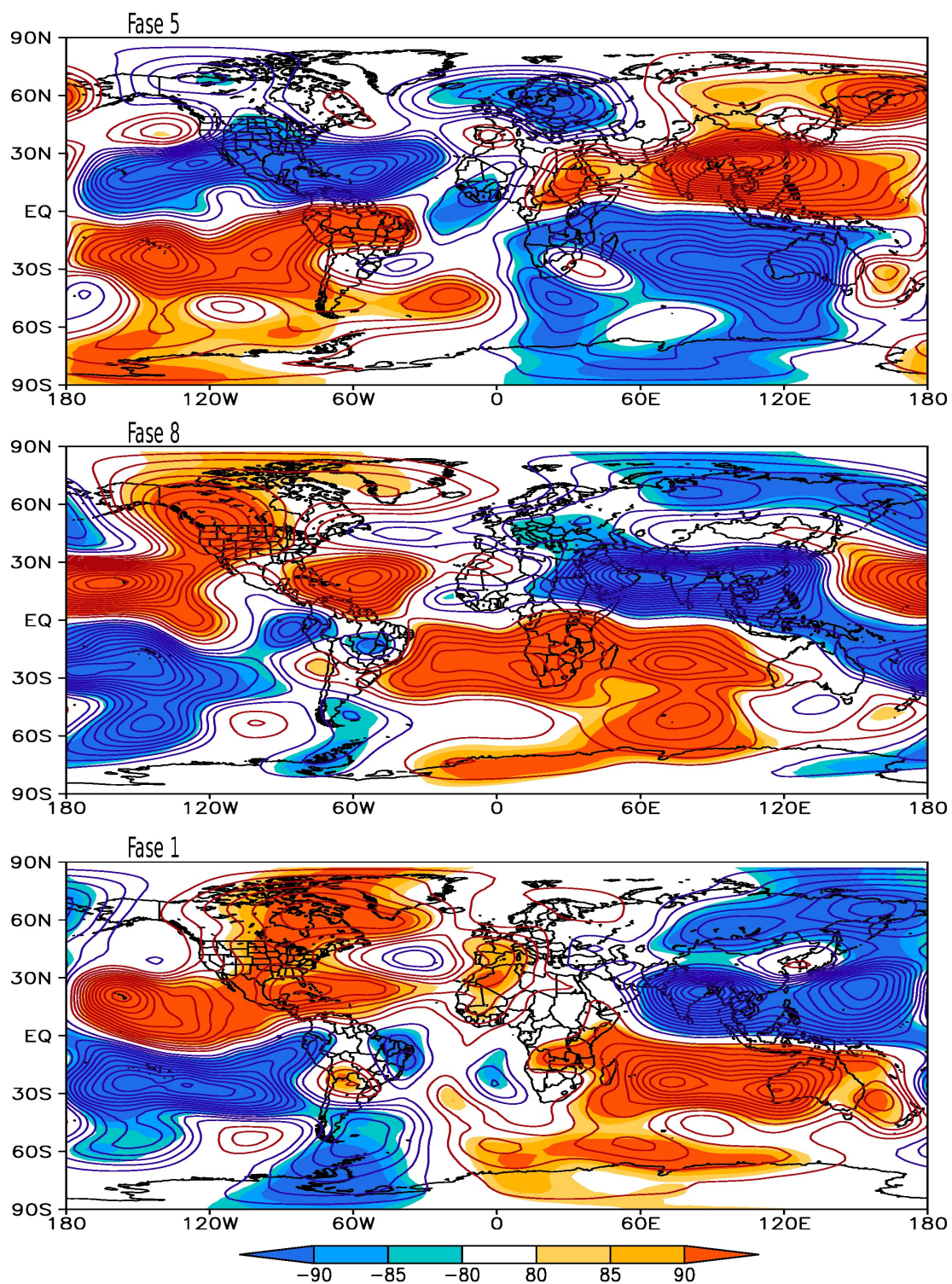


FIGURA 4.4 COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE FCZA EM 200 hPa (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS $5.0 \times 10^5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) PARA AS FASES 5 (MENOS PRECIPITAÇÃO NO SEA), 8 E 1 (MAIS PRECIPITAÇÃO NO SEA) DA OMJ NO VERÃO. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.

Em resumo, a circulação de baixos níveis, na qual aparece mais claramente a teleconexão trópicos-trópicos, está dinamicamente coerente com as anomalias de precipitação, assim como com a circulação de altos níveis, na qual aparece mais claramente a teleconexão trópicos-extratrópicos. Analisamos a seguir o transporte e divergência de umidade e sua contribuição às anomalias de precipitação.

4.3. ANOMALIAS DE FLUXO DE UMIDADE

Tendo em vista que as fases 8 e 1 são as mais chuvosas no SEA, e a fase 5 a mais seca, as anomalias de fluxo de umidade e de sua divergência serão mostradas para estas fases, começando pela fase 5. Coerentemente com as anomalias negativas de precipitação na fase 5 sobre quase todo o SEA, exceto na sua extremidade norte, há divergência de fluxo de umidade em quase toda a região, com fluxo saindo do SEA em direção ao Oceano Atlântico (FIGURA 4.5). Tal circulação parece estar associada com o centro anticiclônico a sudoeste da África, que pode ser visto na figura de função corrente em 850 hPa (FIGURA 4.3). Por outro lado, há fluxo de umidade afastando-se da costa SEA, em associação com um centro ciclônico produzido em baixos níveis tanto pela teleconexão trópicos-extratrópicos como pela convecção anômala equatorial no Oceano Índico/Continente Marítimo (FIGURAS 4.3 e 4.5). Na fase 8, que seria a antecessora da fase 1, quando um ciclo da OMJ é logo seguido por outro, há fluxo de umidade do Oceano Índico para o norte de Moçambique, mas não há convergência sobre esta região, pelo contrário, pois esta umidade é conduzida para o sul, onde ocorre convergência com fluxo de umidade vindo do Oceano Atlântico, através de Angola e Namíbia. Este transporte do Atlântico está associado com circulação ciclônica a sudoeste da África, que começa a se tornar mais evidente na fase 1 (FIGURAS 4.3 e 4.5) produzindo convergência e mais precipitação para o norte do SEA. Enfim, quando a circulação em baixos níveis sobre o sudeste do Atlântico e sobre o sudoeste do Índico favorecem a entrada de ar mais quente e úmido sobre o sul da África ocorre convergência de umidade e aumento de precipitação. Isto ocorre quando há anomalia ciclônica no sudoeste da África e anticiclônica no sudoeste do Oceano Índico. Situação oposta está associada à diminuição da precipitação.

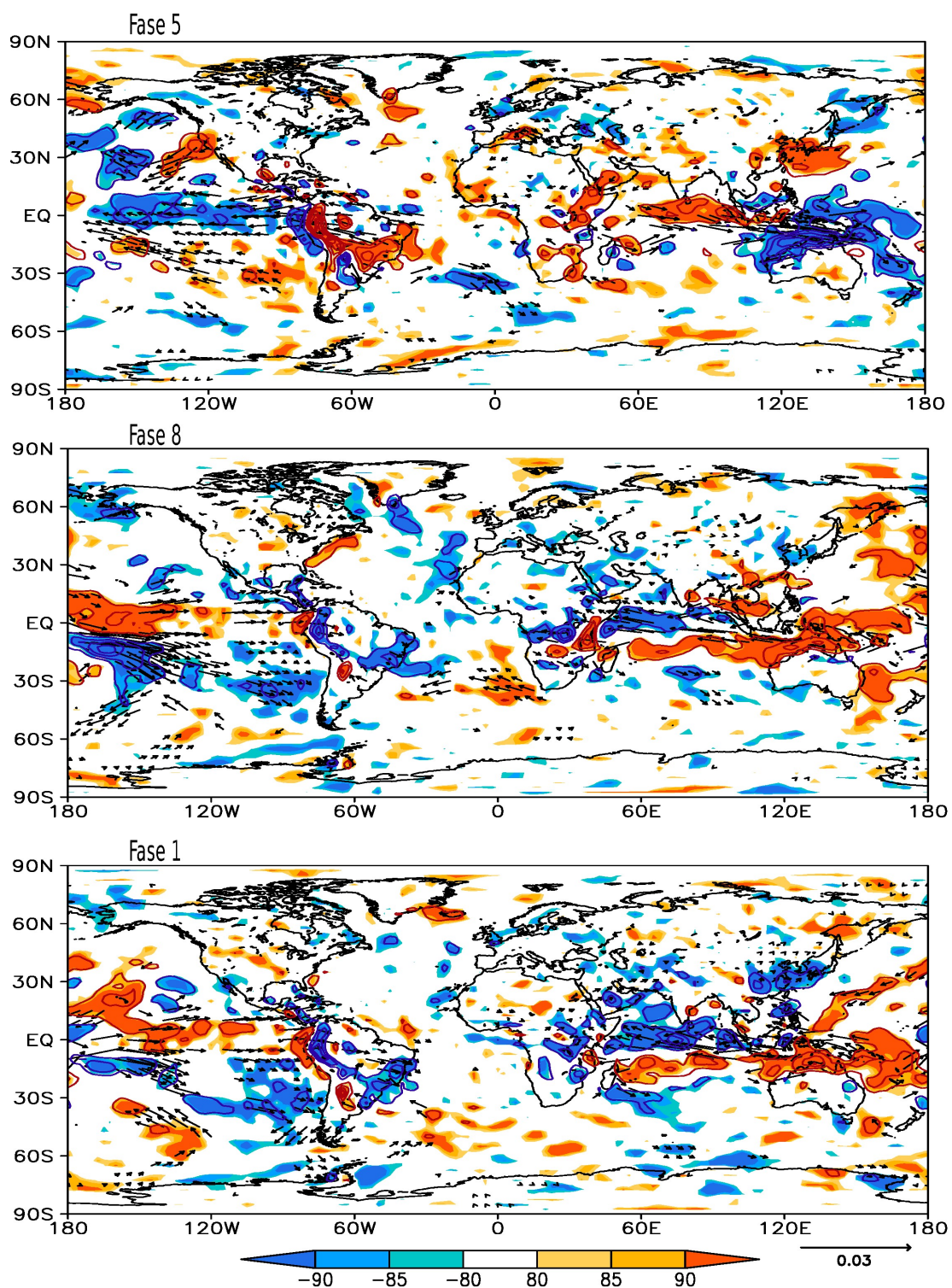


FIGURA 4.5 – COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE FLUXO DE UMIDADE (SETAS, $\text{mgs}^{-1}\text{kg}^{-1}$) E SUA DIVERGÊNCIA (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS É, $1.0 \times 10^{-9} \text{ gs}^{-1}\text{kg}^{-1}$) PARA AS FASES 5, 8 E 1 DA OMJ NO VERÃO. COR AZUL (VERMELHA) INDICA OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 90% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS), E SÃO MOSTRADOS APENAS FLUXOS DE UMIDADE SIGNIFICATIVOS. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS

4.4. EVENTOS EXTREMOS

Nesta seção são analisadas as anomalias de frequência de eventos extremos para cada uma das fases da OMJ (FIGURA 4.6). As isolinhas indicam a razão entre a frequência dos eventos extremos em cada fase da OMJ e a frequência normal esperada sem a influência da OMJ. Esta razão varia de 0.4 a 2.4. O nível de confiança da diferença entre essas frequências é mostrado através de cores na figura. Nota-se na fase 1, que a razão entre as frequências varia entre 0.4 a 2.4, o que significa que a probabilidade de ocorrência de um evento extremo na fase 1 é até 2.4 vezes maior que o esperado normalmente nas regiões mais afetadas. Essa probabilidade é maior sobre a África do Sul do que Moçambique, mas deve-se lembrar que no verão chove mais em Moçambique e, portanto, um evento extremo lá significa mais quantidade de chuva. Nas fases 2 a 5 a razão entre frequências observadas e esperadas é predominantemente menor do que 1, principalmente na África do Sul, com alguns locais esparsos apresentando valores maiores que 1. Nas fases 6 a 8 essa razão é predominantemente maior do que 1, principalmente sobre a África do Sul, com probabilidade até 2 vezes maior do que o normal para ocorrência de eventos extremos. Na fase 8 este sinal migra para Moçambique onde predomina no sul do país. Na fase 1 o sinal no sul de Moçambique se enfraquece e aparece em locais esparsos no centro e norte do país.

A mistura de alterações significativas com sinais opostos na frequência de eventos extremos em algumas regiões pode ser atribuída a efeitos locais, principalmente os devidos à topografia acidentada no SEA (FIGURA 1.1). Esta mistura ocorre principalmente no extremo sul da África e no centro-norte de Moçambique.

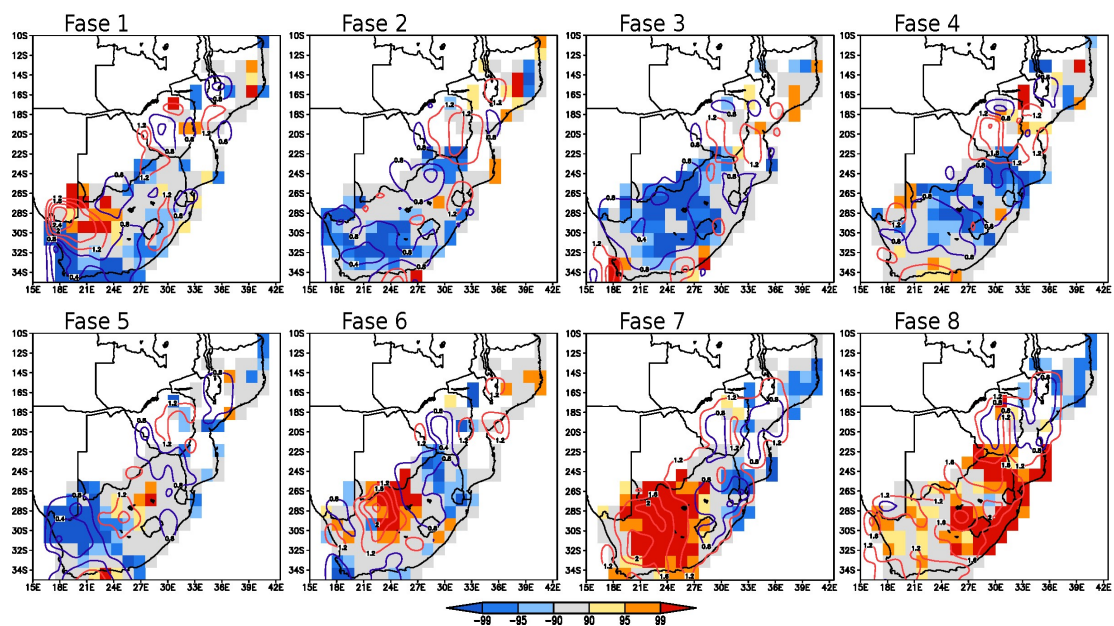


FIGURA 4.6 – COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE FREQUÊNCIA DE EVENTOS EXTREMOS EM CADA UMA DAS FASES DA OMJ PARA O VERÃO. AS ISOLINHAS INDICAM A RAZÃO ENTRE A FREQUÊNCIA DOS EVENTOS EXTREMOS. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.

5. TELECONEXÕES INTRASSAZONAIS ENTRE AMÉRICA DO SUL E SUDESTE DA ÁFRICA

A seguir são descritos os resultados referentes às teleconexões entre a AS e o SEA. São apresentadas as correlações entre a precipitação diária filtrada da AS e do SEA, as composições de anomalias de circulação atmosférica associadas com as fases positivas da precipitação nas regiões do SEA com maior correlação e, por fim, a análise de FI.

5.1. CORRELAÇÕES ENTRE A AMÉRICA DO SUL E O SUDESTE DA ÁFRICA

A FIGURA 5.1.a mostra as regiões do SEA cuja precipitação apresenta maior correlação significativa com precipitação filtrada de verão na AS 4-5 dias antes.

A precipitação nos boxes 1 e 2, localizados no nordeste de Moçambique, mostra significativa correlação positiva com a precipitação na parte sul do centro-leste da AS (Sudeste do Brasil) e negativa com a precipitação no sudeste da AS (sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina), com defasagem de 4-5 dias (FIGURA 5.1.b, c). Os boxes 3 e 4 (FIGURA 5.1.d, e), localizados no norte da África do Sul, próximos ao sul de Moçambique, mostram significativas correlações positivas com a parte norte do centro-leste da AS e negativas com o sudeste da AS, com defasagens de 4 e 5 dias respectivamente. Essas correlações ajudam a identificar as fontes anômalas de calor sobre a AS responsáveis pelas teleconexões com as regiões no SEA.

As regiões de maior correlação aqui identificadas na África do Sul (boxes 3 e 4 na FIGURA 5.1.a) estão de acordo com as mostradas por Grimm e Reason (2015) e, com a ampliação da área de estudo, isto é, com a inclusão de dados de Moçambique, foram identificadas outras regiões (boxes 1 e 2) com significativas correlações com a precipitação na AS alguns dias antes e isso será confirmado na próxima seção.

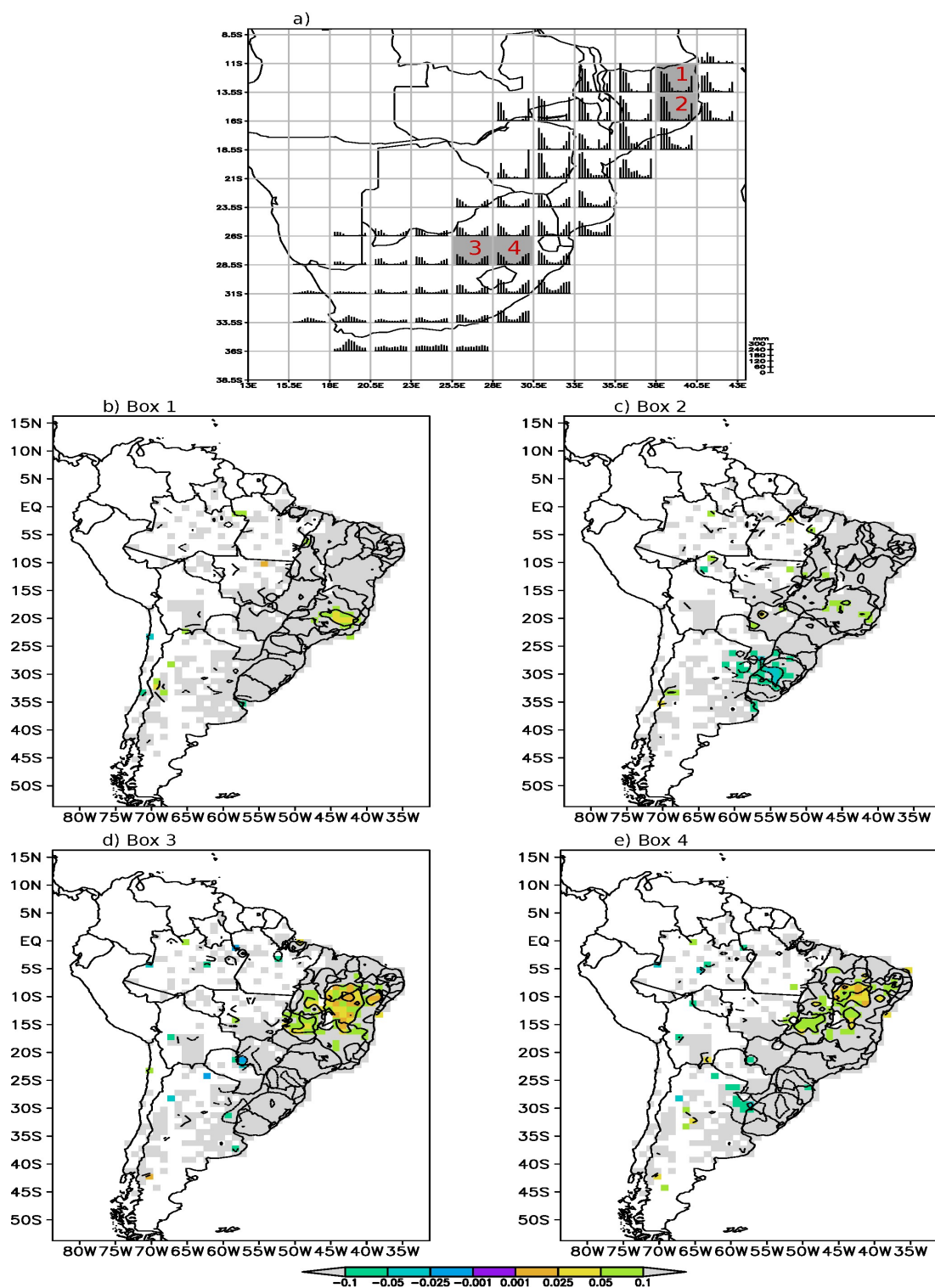


FIGURA 5.1 – a) CICLOS ANUAIS DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DA ÁFRICA E REGIÕES SELECIONADAS NO SEA COM MAIOR CORRELAÇÃO DEFASADA DA PRECIPITAÇÃO DE VERÃO NO SEA COM A AMÉRICA DO SUL. b) ATÉ e) REGIÕES DA AMÉRICA DO SUL COM SIGNIFICATIVA CORRELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO DE VERÃO COM AS REGIÕES SELECIONADAS NO SEA. A BARRA DE CORES REPRESENTA OS NÍVEIS DE SIGNIFICÂNCIA DAS CORRELAÇÕES.

5.2. ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA ASSOCIADAS COM AS FASES POSITIVAS DA PRECIPITAÇÃO NAS ÁREAS SELECIONADAS DO SUDESTE DA ÁFRICA

Como os boxes 1 e 2 e os boxes 3 e 4 apresentam correlações semelhantes com precipitação 5 dias antes na AS (FIGURA 5.1), serão mostradas as composições para os boxes 1 e 3.

5.2.1. Anomalias de ROLE cinco dias antes das fases positivas e nas fases positivas da precipitação no sudeste da África

Na FIGURA 5.2 são mostrados os resultados das anomalias de ROLE 5 dias antes das fases positivas (coluna à esquerda) e para as fases positivas da precipitação nas regiões selecionadas (coluna à direita). As anomalias de ROLE calculadas 5 dias antes das fases positivas, servem para confirmar os resultados das correlações defasadas entre a precipitação na AS e o SEA e dar informações sobre precipitação em regiões da AS ou próximas, como o Oceano Atlântico, onde os dados de precipitação não estão disponíveis mas a convecção anômala pode ser importante para as teleconexões (GRIMM e REASON, 2015).

Para as fases positivas no box 1, ROLE mostra forte anomalia negativa sobre a parte norte de Moçambique e regiões vizinhas, relacionada a convecção (mais nebulosidade e mais precipitação e divergência em altos níveis). Ela já aparece 5 dias antes, mas é mais fraca e depois se intensifica e se estende para o Oceano Índico leste nas fases positivas. Sobre a AS, 5 dias antes se observa forte anomalia negativa no sudeste do Brasil e anomalia positiva ao sul, no sudeste da AS, o que é coerente com as correlações positivas e negativas observadas com os boxes 1 e 2 (FIGURAS 5.1.b, c). Essas anomalias são mais fortes na AS do que as observadas na fase positiva, ou seja, elas se tornam menos intensas na fase positiva da precipitação no SEA, pois ocorrem antes.

Para as fases positivas no box 3, ROLE exhibe forte anomalia negativa (convecção anômala) sobre a África Austral (Botswana, África do Sul, parte sul da Namíbia, Zimbábue e Moçambique) e sudoeste do Oceano Índico. No norte de Moçambique há anomalia positiva, estendendo-se em direção ao Oceano Índico.

Estas anomalias já aparecem 5 dias antes, mas a anomalia negativa é mais fraca e depois se intensifica e se estende sobre o Índico sudoeste nas fases positivas. Sobre a AS, não se observam 5 dias antes anomalias de ROLE relacionadas com as correlações vistas sobre a AS com a precipitação nos boxes 3 e 4, mas há um sinal negativo sobre o Atlântico, próximo ao Nordeste do Brasil, onde foi observada uma forte correlação (FIGURA 5.1). Este deslocamento para leste pode dever-se ao fato de que o vento em altos níveis nesta região de alta correlação pode ter carregado topos de nuvens profundas para leste, sobre o Atlântico, deslocando para lá as anomalias negativas de ROLE, que indicam temperaturas baixas em topos de nuvens altas. Embora anomalias de ROLE sejam indicativas de anomalias de convecção, não são tão precisas quanto as anomalias de precipitação. No sul do Brasil há anomalias positivas de ROLE 5 dias antes.

Apesar de alguns sinais mais fracos de ROLE sobre a AS, há coerência com as correlações observadas entre AS e SEA (FIGURA 5.1). Para as fases positivas nos boxes 3 e 4, os resultados estão de acordo com as anomalias de ROLE de Grimm e Reason (2015) que revelam a existência da teleconexão, que também é confirmada para os novos boxes (1 e 2), entre o sudeste do Brasil e nordeste de Moçambique. Essas anomalias de convecção observadas sobre a AS e nas regiões próximas (no Atlântico) são responsáveis por ondas de Rossby, que produzem as teleconexões (GRIMM e REASON, 2011; 2015). A anomalia de ROLE negativa sobre a África Austral é consistente com a banda de nebulosidade tropical-extratropical sobre essa região, conhecida como depressão tropical-temperada, que contribui substancialmente para chuvas de verão (HARRISON, 1984; HART *et al.*, 2013; GRIMM e REASON, 2015).

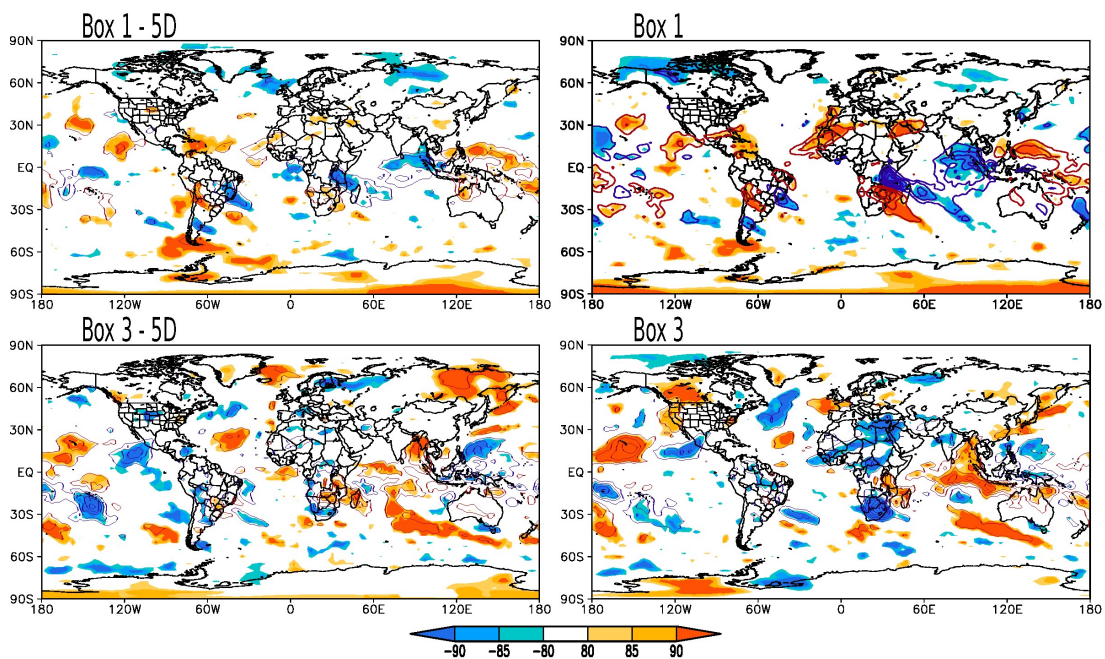


FIGURA 5.2 – (ESQUERDA) ANOMALIAS DE ROLE 5 DIAS ANTES DAS FASES POSITIVAS. (DIREITA) ANOMALIAS DE ROLE PARA AS FASES POSITIVAS. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS. O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS É DE 2.0 Wm^{-2} .

5.2.2. Anomalias de função corrente em 200 hPa e Funções de Influência

As FI indicam as regiões nas quais as anomalias de divergência em altos níveis (associada nos trópicos a fontes de calor na atmosfera) são mais eficientes em gerar circulação rotacional (função corrente em 200 hPa) em torno de um dado ponto. Estas FI foram calculadas por Grimm e Silva Dias (1995), para pontos-alvo sobre o globo.

Antes de fazer esta análise, é necessário verificar quais anomalias de função corrente em 200 hPa estão associadas à precipitação acentuada (fases positivas) nos boxes selecionados no SEA. Como já mencionado, mostraremos a composição de anomalias apenas para as fases positivas dos boxes 1 e 3, tendo em vista que são semelhantes para os boxes 2 e 4, respectivamente.

A FIGURA 5.3 mostra um trem de ondas composto de anomalias alternadas ciclônicas e anticiclônicas conectando a AS e o SEA, tanto para as fases positivas do box 1 como para as do box 3. Contudo, há diferenças entre eles, especialmente um deslocamento para leste. Para a situação de maior precipitação no box 3, há um

centro ciclônico a sudoeste e um centro anticiclônico a leste/nordeste deste box. Para a situação de maior precipitação no box 1, há um centro ciclônico a sudoeste e um centro anticiclônico a norte/nordeste deste box. Em ambos os casos, tal combinação de circulação ciclônica e anticiclônica em torno do box considerado (principalmente a circulação ciclônica a oeste/sudoeste) produz uma situação dinâmica favorável ao movimento ascendente (anomalia positiva de convecção) na região em foco.

Portanto, usamos como pontos-alvo na análise de FI os centros das anomalias ciclônicas próximas aos boxes 1 e 3.

Nesta análise, os seguintes passos foram seguidos:

1. escolher o ponto-alvo, que é o ponto onde se encontra localizado o centro da circulação ciclônica, ou seja, da função corrente positiva, que geralmente se situa a oeste ou a sudoeste do box considerado;
2. escolher a FI para aquele ponto-alvo e verificar se as regiões de correlação positiva ou negativa da Figura 5.1 estão em regiões da FI;
3. verificar se o sinal da FI está correto, combinando divergência e convergência com os valores da FI para obter o sinal da função corrente observada em torno do ponto-alvo considerado.

As funções de influência relativas aos pontos-alvo escolhidos para a análise das teleconexões referentes aos boxes 1 e 3 estão mostradas na Figura 5.3, ao lado da respectiva composição de anomalias de função corrente em 200 hPa.

As regiões sobre a AS cuja precipitação tem maior correlação com os boxes 1 (e 2) e 3 (e 4) são coerentes com as FI relativas aos pontos-alvo. Para o ponto-alvo relativo ao box 1 (FIGURA 5.3), sobre Moçambique, a FI mostra sinal positivo e grande valor sobre o Sudeste do Brasil, onde se encontra a maior correlação positiva com a precipitação no box 1 (e 2) (FIGURA 5.1.b). Além disto, há FI negativa sobre o sudeste da AS, onde há correlação negativa. Nas anomalias de ROLE relativas ao box 1 (FIGURA 5.2) há anomalias negativas no Sudeste do Brasil e positivas no sudeste da AS e sudoeste do Atlântico, confirmando que há anomalias de convecção positivas e negativas (e, portanto, de divergência e

convergência em altos níveis) capazes de produzir função corrente anômala positiva (ciclônica) em torno do ponto-alvo. A FI mostra valores positivos (negativos) em regiões com divergência (convergência) anômala em altos níveis sobre o sudeste do Brasil (sudeste da AS/sudoeste do Atlântico), indicando que tanto as anomalias de divergência positiva assim como negativa são eficientes em produzir como resposta essa circulação ciclônica em torno desse ponto-alvo.

Uma análise similar da FI é válida para o ponto-alvo relativo ao box 3, localizado no sudoeste da África do Sul. A FI do ponto-alvo (FIGURA 5.3), mostra coerência com as correlações positivas significativas que indicam chuva acima do normal, 4-5 dias antes no centro-leste da AS e correlações negativas no sudeste da AS (FIGURA 5.1.d). Isto significa que altos valores positivos (negativos) da FI para este ponto-alvo coincidem com regiões sobre a AS que tem divergência (convergência) anômala em altos níveis correspondentes a convecção anômala positiva (negativa). Portanto, tanto as anomalias de divergência positiva assim como divergência negativa em altos níveis sobre a AS um pouco antes das fases positivas no box 3 são efetivas em produzir anomalias de função corrente positiva em torno desse ponto-alvo.

É interessante mencionar que as anomalias de convecção sobre a AS poucos dias antes das fases positivas nos boxes 1 e 3 são coerentes com as anomalias durante as fases 1 e 8 da OMJ, sendo que as fases positivas da precipitação nos boxes 1 e 3 também correspondem a estas fases da OMJ. Portanto, as teleconexões analisadas neste capítulo também podem ser encontradas na OMJ, entre AS e SEA.

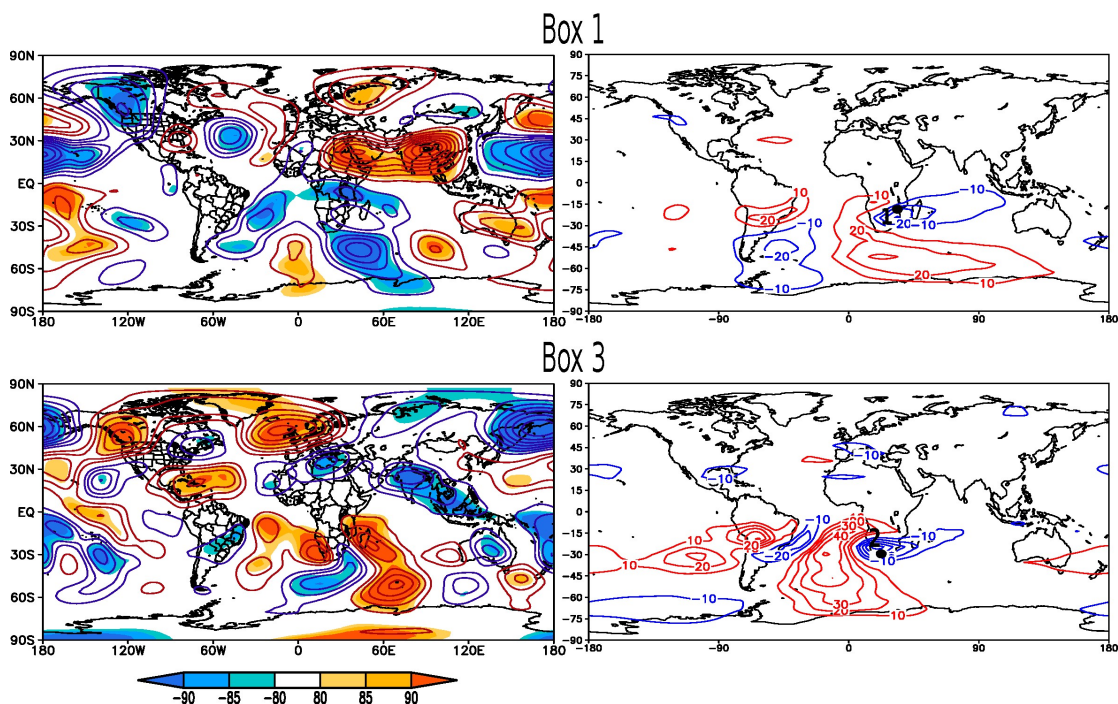


FIGURA 5.3 – (ESQUERDA) FCZA EM 200 hPa (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS $5.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) PARA AS FASES POSITIVAS DE PRECIPITAÇÃO NO BOX 1, ACIMA, E BOX 3, ABAIXO. (DIREITA) FUNÇÕES DE INFLUÊNCIA DE GRIMM E SILVA DIAS (1995) PARA OS PONTOS-ALVO RELATIVOS AO BOX 1, ACIMA, E AO BOX 3, ABAIXO, AMBOS MARCADOS POR CÍRCULOS PRETOS. NA BARRA, AS CORES INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA DAS ANOMALIAS E OS SINAIS INDICAM ANOMALIAS POSITIVAS E NEGATIVAS.

5.2.3. Anomalias de fluxo de umidade

As anomalias de fluxo de umidade associadas com fases positivas nos boxes 1 (e 2) e 3 (e 4) estão diretamente associadas com as anomalias de circulação atmosférica associada em baixos níveis (não mostrada). Nos extratropicos, estas anomalias tem mesmo sinal que as mostradas nos altos níveis.

A fase positiva da precipitação no box 1 mostra anomalia de fluxo ciclônico de umidade sobre a Tanzânia, Malawi e norte de Moçambique, com convergência (divergência negativa) de umidade sobre a região (FIGURA 5.4), coerente com mais precipitação no box 1. Este fluxo ciclônico está associado à circulação ciclônica a sudoeste do box 1, mostrada na FIGURA 5.3, também existente em baixos níveis, embora um pouco deslocada.

Para a fase positiva da precipitação no box 3 há anomalia de fluxo ciclônico de umidade sobre o sudoeste da África do Sul, com convergência de umidade sobre

o sudeste da África do Sul e sul de Moçambique (FIGURA 5.4), coerente com mais precipitação no box 3. Este fluxo ciclônico está associado à circulação ciclônica a sudoeste do Box 3, mostrada na FIGURA 5.3, também existente em baixos níveis, embora um pouco deslocada. Tal fluxo ciclônico de umidade traz ar quente e úmido do Atlântico para dentro da África, passando por Angola, Namíbia e Botswana, até o nordeste da África do Sul, de onde se dirige para o sul, produzindo nebulosidade numa banda até o Oceano Índico, confirmando o que foi revelado nos estudos anteriores (COOK et al., 2004; GRIMM e REASON, 2015). Tais resultados também estão coerentes com as anomalias de ROLE analisadas anteriormente em conexão com o box 3.

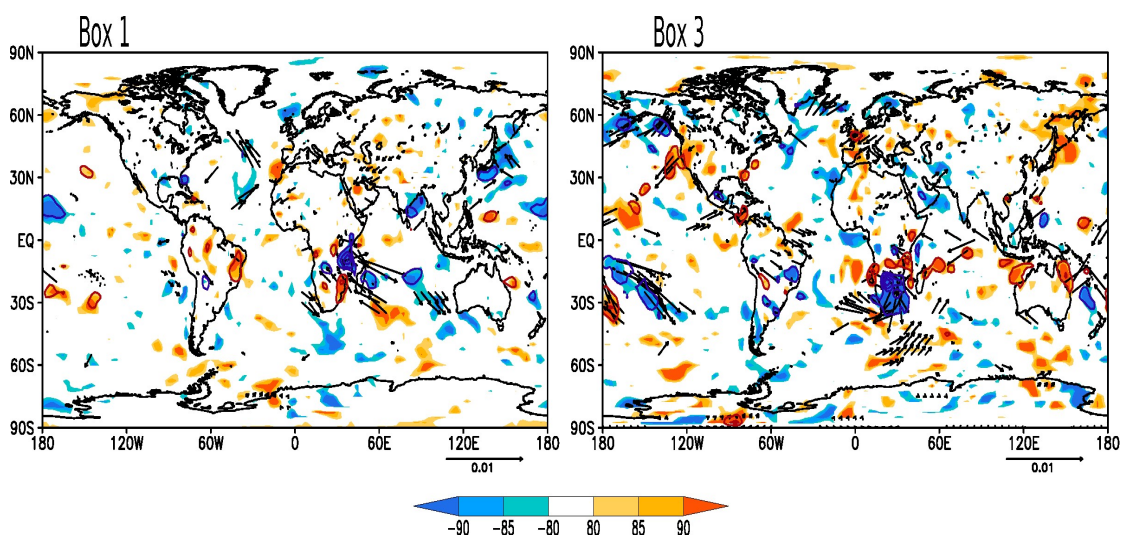


FIGURA 5.4 – FLUXO DE UMIDADE (SETAS, $\text{mgs}^{-1}\text{kg}^{-1}$) E SUA DIVERGÊNCIA (INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS É $1.0 \times 10^{-9} \text{gs}^{-1}\text{kg}^{-1}$) PARA AS FASES POSITIVAS DA PRECIPITAÇÃO NOS BOXES 1 E 3. COR AZUL (VERMELHA) INDICA OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 90% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS), E SÃO MOSTRADOS APENAS FLUXOS DE UMIDADE SIGNIFICATIVOS. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS.

6. VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTERANUAL NO SUDESTE DA ÁFRICA

Os modos de ACP utilizados no nosso estudo são modos rotacionados, tendo em vista que descrevem melhor a variabilidade com possível causa física comum e reduzem muito o problema de amostragem (assim como outros problemas de modos não rotacionados), mesmo que os autovalores sejam próximos, desde que haja alguma estrutura nos dados (RICHMAN, 1986).

São apresentadas inicialmente comparações entre modos rotacionados da variabilidade da precipitação no SEA calculados de formas diferentes: usando matriz de correlação e matriz de covariância e diferentes domínios espaciais e períodos de tempo. Com isto, pretende-se indicar como estas diferenças podem afetar os modos de variabilidade. A seguir, os modos de variabilidade da precipitação para Moçambique, baseados na matriz de correlação, são relacionados com campos oceânicos e atmosféricos. Para tal, são usadas análise de correlação e composição de anomalias, usando campos globais de TSM e campos atmosféricos como: ROLE, FCZA em 200 hPa e 850 hPa e potencial de velocidade+vento divergente (POTV+VDIV) em 200 hPa e 850 hPa.

6.1. COMPARAÇÃO DOS MODOS DE PRECIPITAÇÃO

Os modos de variabilidade revelados na ACP mostram a distribuição espacial (*factor loadings*) e evolução temporal (*factor scores*) da variabilidade (interanual) da precipitação.

6.1.1 Comparação entre os modos da matriz de correlação e da matriz de covariância de Moçambique + África do Sul – MAS, no período 1974 - 1999

A diferença entre a ACP realizada usando matriz de covariância ou matriz de correlação é de ênfase. O uso da matriz de covariância enfatiza a variabilidade das variáveis que tem as maiores variâncias. Esta análise realça as variações mais fortes em termos absolutos dentro do conjunto de dados. No caso da matriz de correlação, como as variáveis são padronizadas, a ênfase sobre todas as variáveis

é a mesma, pois todas tem variância unitária. Então sobressaem as maiores variações em termos relativos, ou seja, em unidades de desvios padrões.

A correlação entre os *factor scores* dos modos da matriz de correlação e dos modos da matriz de covariância mostra a correspondência entre os modos baseados nas duas matrizes e exemplifica as diferentes ênfases dos modos baseados nos dois tipos de matrizes. Considera-se correlação significativa aquela que tiver nível de significância menor ou igual a 0,05. Da TABELA 6.1 notamos que os modos 1 e 2 da matriz de correlação não correspondem aos modos 1 e 2 da matriz de covariância, mas aos modos 4 e 5 baseados nesta matriz, pois com eles têm sua maior correlação. Isto significa que a maior variabilidade relativa (em termos de desvios padrões) observada no sul do SEA (na África do Sul) (modos 1 e 2 na FIGURA 6.1) não corresponde à maior variabilidade em valores absolutos, que ocorre mais ao norte do SEA (em Moçambique) (modos 1 e 2 na FIGURA 6.2). Por outro lado, os modos 1 e 2 da matriz de covariância só correspondem aos modos 4 e 7 da matriz de correlação, o que mostra que as maiores variações em termos absolutos não correspondem àquelas maiores em termos relativos.

As maiores variações em termos absolutos ocorrem onde há maiores variâncias. Estas geralmente ocorrem onde há as maiores médias, ou seja, mais ao norte do SE (FIGURA 1.1).

TABELA 6.1 - CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA LINHA POR COR) E DE COVARIÂNCIA (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA COLUNA POR COV) DA SÉRIE DE MOÇAMBIQUE + ÁFRICA DO SUL, PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999. VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.

MODOS	COR1	COR2	COR3	COR4	COR5	COR6	COR7	COR8
COV1	-0,01	-0,21	-0,03	0,94	-0,12	0,0	0,03	0,17
COV2	-0,51	-0,21	-0,28	-0,11	-0,1	0,19	-0,71	0,10
COV3	0,41	-0,07	0,39	0,09	0,1	-0,21	-0,02	-0,31
COV4	-0,98	-0,07	-0,11	-0,03	-0,04	0,05	0,04	-0,01
COV5	0,04	-0,98	0,07	-0,06	-0,06	-0,06	0,09	-0,03
COV6	-0,2	-0,07	-0,07	0,04	0,96	-0,1	0,05	-0,10
COV7	0,08	0,13	-0,03	0,01	0,04	0,04	0,01	0,09
COV8	-0,15	0,1	-0,02	-0,05	0,01	0,07	0,04	0,0

ACP - 1974-1999 - Verão

Matriz - Correlação

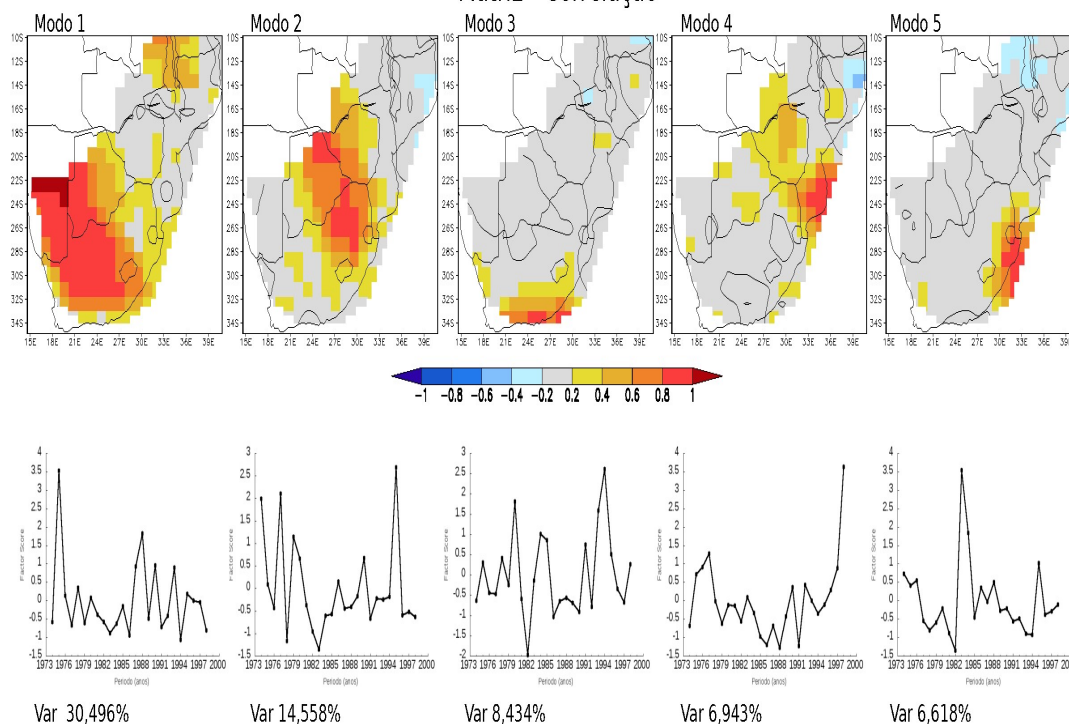


FIGURA 6.1 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE ÁFRICA (SÉRIE DE MOÇAMBIQUE + ÁFRICA DO SUL) DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES.

ACP - 1974-1999 - Verão

Matriz - Covariância

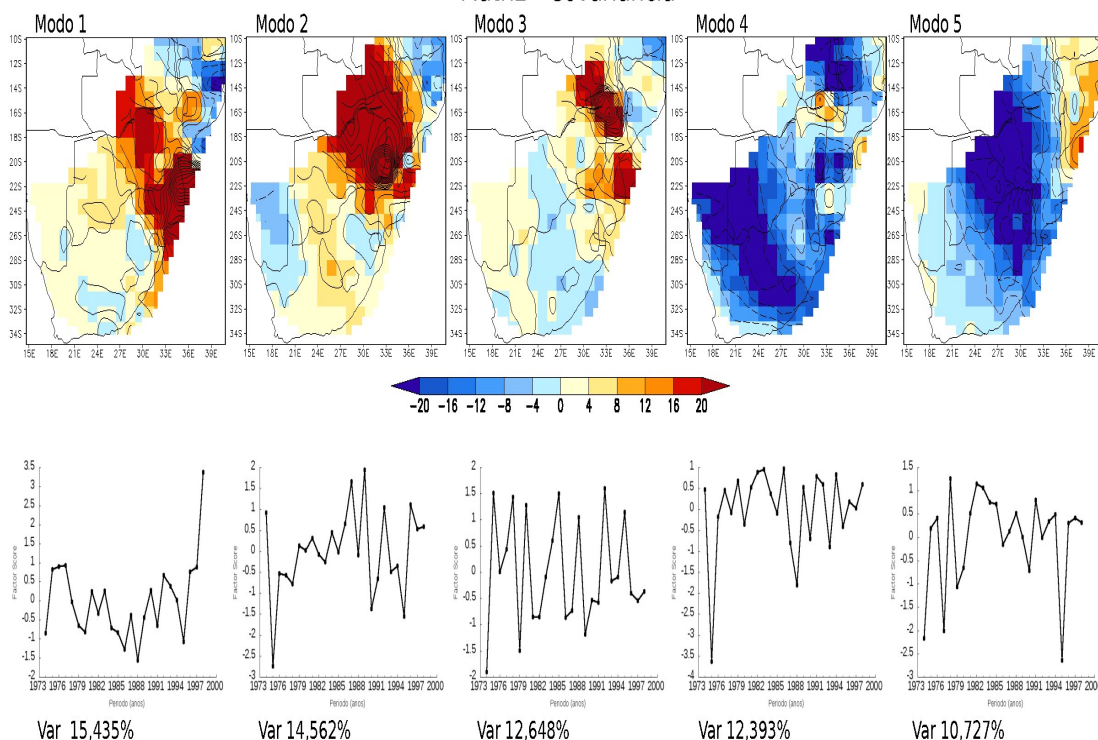


FIGURA 6.2 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE ÁFRICA (SÉRIE DE MOÇAMBIQUE + ÁFRICA DO SUL) DA MATRIZ DE COVARIÂNCIA PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES.

6.1.2 Comparação entre os modos da matriz de covariância de Moçambique no período 1974 - 1999 e Moçambique + África do Sul no período 1974 - 1999

Nesta comparação, usamos o mesmo período das séries, mesmo tipo de matriz (covariância), mas domínios diferentes, isto é, comparamos os modos das matrizes de covariância de Moçambique (1974 - 1999) e MAS (1974 - 1999). Neste caso, as diferenças não são tão grandes em termos da classificação dos modos correspondentes, mostrando que os modos não são tão influenciados pelo domínio. A TABELA 6.2 mostra que os modos 1 e 2 de Moçambique (FIGURA 6.3) correspondem aos modos 2 e 1 de MAS (FIGURA 6.2), havendo apenas pequenas diferenças entre estes modos correspondentes. Comportamento semelhante também ocorre nos modos obtidos com a matriz de correlação (não mostrados) que também apresentam significativas correlações para os dois domínios.

TABELA 6.2 - CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DA MATRIZ DE COVARIÂNCIA DA SÉRIE DE MOÇAMBIQUE + ÁFRICA DO SUL (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA LINHA POR MAS) E DE MOÇAMBIQUE (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA COLUNA POR moç) PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999. VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.

MODOS	MAS1	MAS2	MAS3	MAS4	MAS5
moç1	-0,08	0,55	0,9	-0,08	-0,11
moç2	0,55	-0,28	0,33	-0,28	-0,26
moç3	0,49	0,2	-0,34	0,27	0,0
moç4	-0,09	-0,12	0,34	-0,41	0,02
moç5	-0,03	-0,05	0,14	0,02	0,28

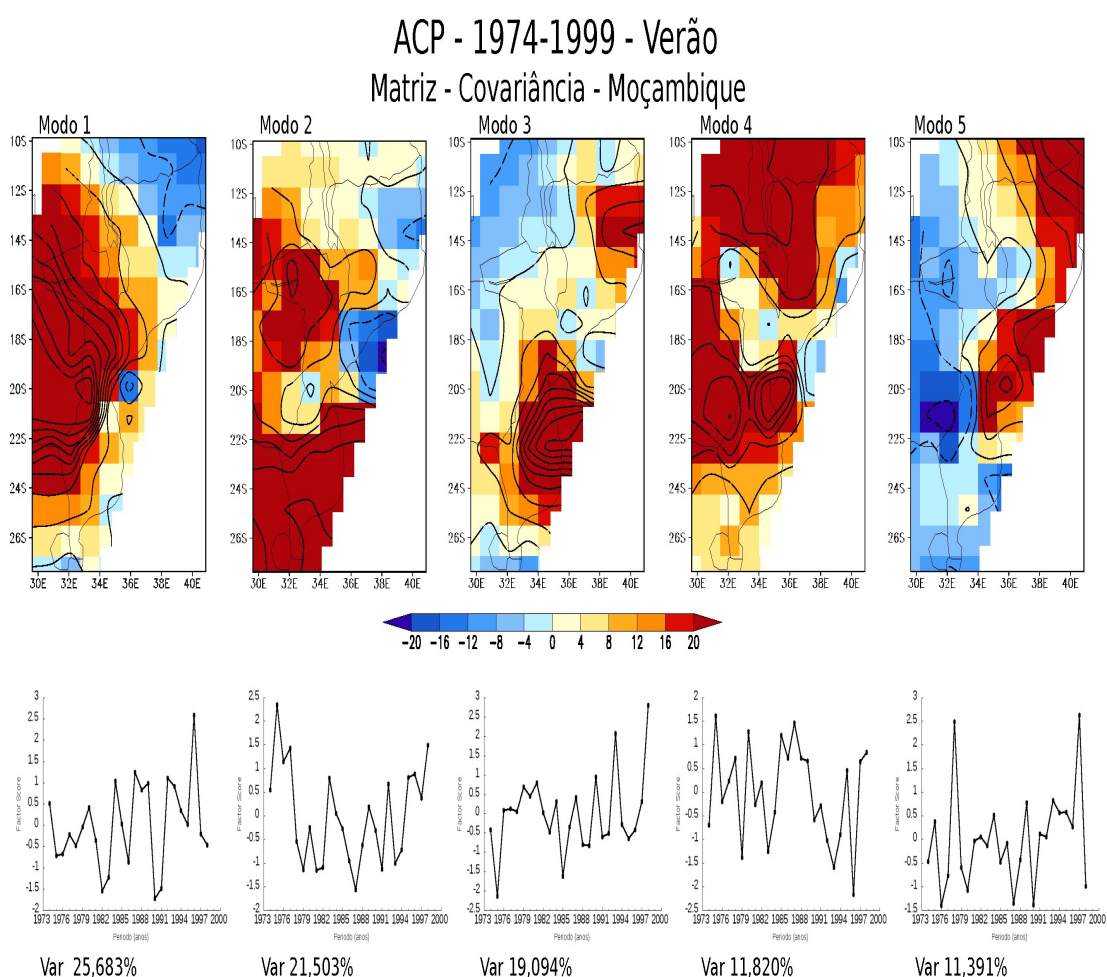


FIGURA 6.3 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE DA MATRIZ DE COVARIÂNCIA PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES.

6.1.3 Comparação entre os modos da matriz de correlação para Moçambique nos períodos 1960 - 2005 e 1974 – 1999

No nosso estudo de variabilidade climática serão utilizados modos baseados na matriz de correlação, pois estamos interessados em variações relativas, com mesmo peso em todas as regiões, e não apenas enfatizadas nas regiões de maior variância. Portanto, na análise desta seção, já serão comparados modos da matriz de correlação.

Na comparação entre modos com mesmo domínio (Moçambique) e períodos diferentes (1960 - 2005 e 1974 – 1999), os primeiros modos são todos correspondentes até o quarto modo. Isto indica a sua robustez, pois eles não se alteraram para períodos diferentes (TABELA 6.3). Também não há grandes diferenças entre os modos correspondentes (FIGURAS 6.4 e 6.5).

TABELA 6.3 - CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO DA SÉRIE DE MOÇAMBIQUE PARA O PERÍODO DE 1960 – 2005 (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA LINHA POR MOÇ) E DE MOÇAMBIQUE PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA COLUNA POR moç). VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.

MODOS	MOÇ1	MOÇ2	MOÇ3	MOÇ4	MOÇ5
moç1	0,98	0,02	-0,15	-0,06	-0,08
moç2	-0,05	-0,97	-0,16	-0,19	0,15
moç3	-0,09	0,02	-0,91	0,18	-0,15
moç4	0,06	0,02	0,05	0,89	0,01
moç5	0,04	0,03	-0,18	-0,26	0,05

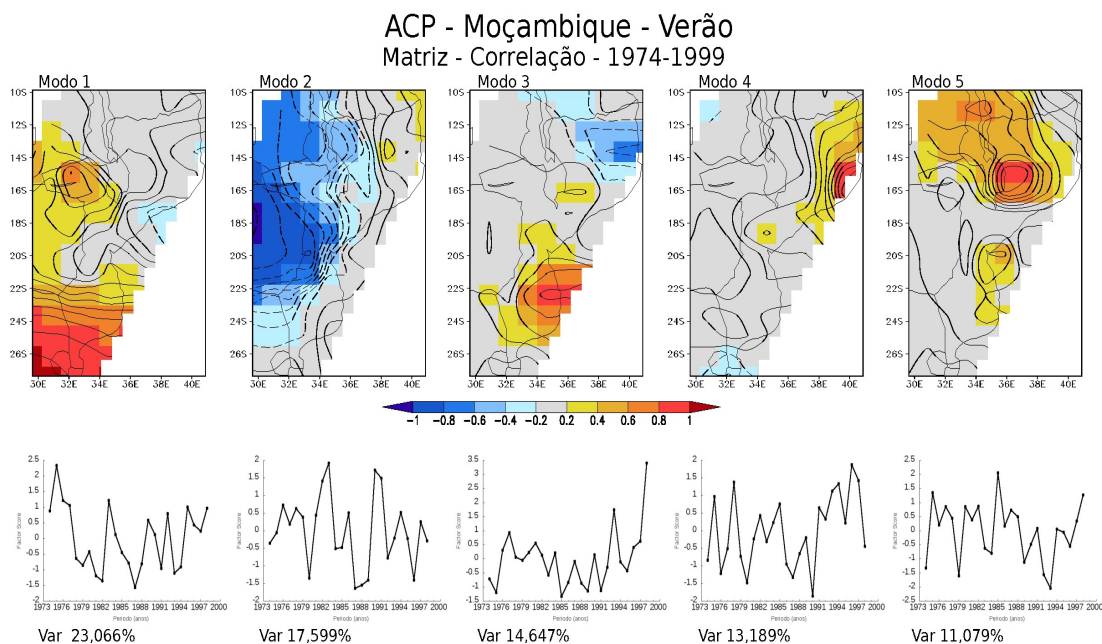


FIGURA 6.4 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO PARA O PERÍODO DE 1974 – 1999 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES.

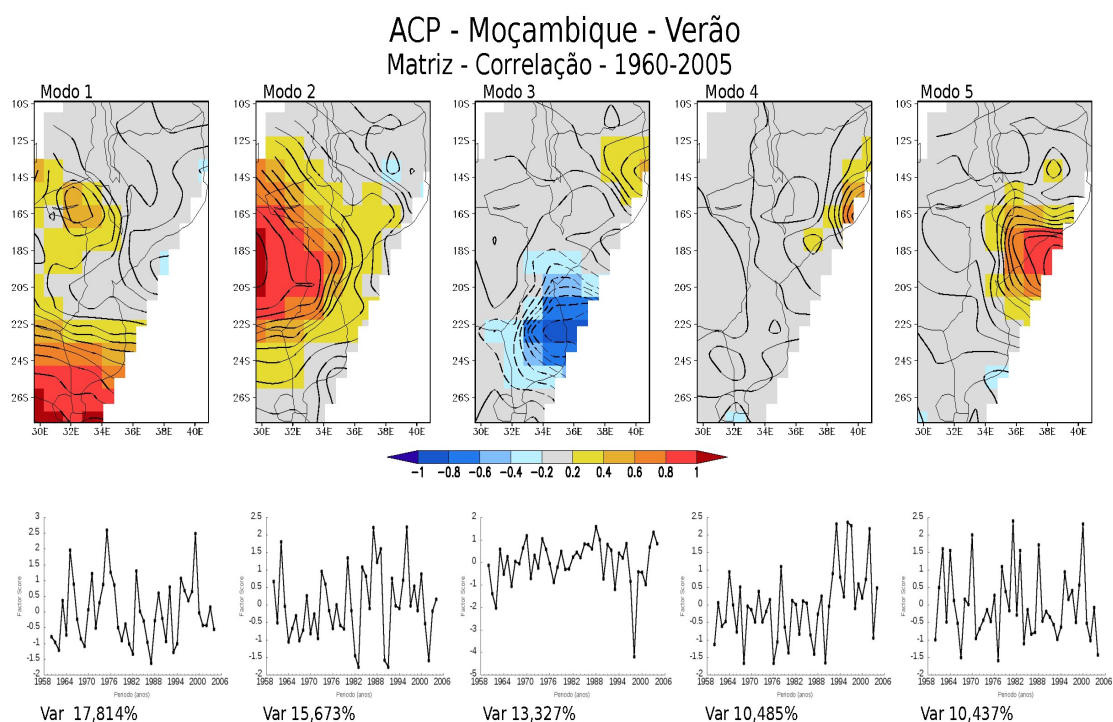


FIGURA 6.5 – MODOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE DA MATRIZ DE CORRELAÇÃO PARA O PERÍODO DE 1960 – 2005 NO VERÃO. (EM CIMA) FACTOR LOADINGS. (EM BAIXO) FACTOR SCORES.

Das comparações acima descritas, podemos afirmar que o resultado da ACP pode ser influenciado por vários fatores, como o tipo de matriz (correlação ou covariância), o período da série de dados e o domínio (área de estudo). Um modo calculado de acordo com certas características pode corresponder a dois ou mais modos calculados de acordo com outras características. Nem sempre modos correspondentes tem a mesma relação de ordem. A mudança do período da série e do domínio pode até mostrar sinais diferentes entre dois modos relacionados. No presente estudo, verificamos que as maiores diferenças entre os primeiros modos ocorre quando se troca a matriz de correlação pela matriz de covariância. As mudanças de domínio e de período de tempo não produziram grandes alterações nos modos, o que demonstra sua robustez.

Nas próximas secções mostraremos apenas resultados obtidos da matriz de correlação da série de 1960 a 2005 para Moçambique, pois o foco principal deste estudo de variabilidade interanual é este país.

6.2. ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS DA PRECIPITAÇÃO E SUAS RELAÇÕES COM A TSM GLOBAL E CAMPOS ATMOSFÉRICOS

A seguir é feita a análise dos CP's (rotacionados) da precipitação em Moçambique, obtidos da matriz de correlação, e das suas conexões com a TSM e campos atmosféricos. A análise será mostrada para os três primeiros modos, que afetam áreas mais extensas do país. Serão mostrados os modos do domínio SEA mais bem associados e será também mostrado o modo de TSM (entre os cinco primeiros) melhor correlacionado com cada um destes três modos de precipitação.

6.2.1. Correlação dos modos com índices climáticos

Com o objetivo de identificar os modos de precipitação que apresentam correlação significativa com índices climáticos conhecidos, foi feita a correlação entre a série temporal dos modos de precipitação de verão com os valores sazonais de verão para os seguintes índices climáticos: Niño 3.4, IOSD (*Indian Ocean Subtropical Dipole*), SAM (*Southern Annular Mode*), AMO (*Atlantic Multidecadal Oscillation*), NAO (*North Atlantic Oscillation*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*) e IPO (*Interdecadal Pacific Oscillation*). São mostrados na TABELA 6.4 os resultados

dessas correlações, indicando haver significativa influência de oscilações climáticas representadas por esses índices na variabilidade da precipitação em Moçambique, sendo a mais forte o ENOS. Algumas destas oscilações podem afetar mais de um modo de variabilidade. Mais comentários a respeito serão feitos na análise de cada um dos primeiros modos, nas seções a seguir.

TABELA 6.4 - CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DE VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA COLUNA) COM ÍNDICES CLIMÁTICOS (REPRESENTADOS NA PRIMEIRA LINHA). VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.

MODOS	Niño 3.4	IOSD	SAM	AMO	NAO	PDO	IPO
1	-0,38	0,04	-0,06	-0,17	0,01	-0,23	-0,37
2	-0,33	0,35	0,34	0,04	0,34	0,11	-0,28
3	0,18	-0,16	-0,28	-0,34	0,35	0,21	0,18
4	0,07	-0,13	0,32	0,05	0,14	0,09	0,08
5	-0,29	0,08	0,06	0,12	-0,16	-0,16	-0,27

6.2.2. Modo 1 de precipitação

A distribuição espacial do modo 1 apresenta um forte centro de variabilidade na região sul e menos intenso no centro-oeste de Moçambique (FIGURA 6.6.a). Duas regiões de correlação negativa entre a série temporal ou *factor scores* do modo 1 com a TSM global são identificadas (FIGURA 6.6.c). Uma no Pacífico tropical central e leste, possivelmente associada a ENOS (por exemplo La Niña de 1965, 71, 75 e 99, ver *factor scores* na FIGURA 6.6.a) e outra no Oceano Índico equatorial, cujas anomalias estão associadas com ENOS. As correlações negativas (positivas) entre o modo 1 e a TSM no Pacífico e Índico sugerem que há condições de mais (menos) precipitação na região sul e centro-oeste de Moçambique caso anomalias negativas (positivas) de TSM ocorram sobre o Índico em anos de La Niña (El Niño). O mesmo padrão aparece no primeiro modo da ACP da TSM (FIGURA 6.6.b), que é o melhor correlacionado com este modo de precipitação. A conexão do modo 1 com ENOS é confirmada pela Tabela 6.4, na qual este modo apresenta a mais forte conexão com índice climático justamente com a TSM na região Niño 3.4.

Além disso, o padrão de TSM que se verifica no Pacífico tropical e subtropical é similar aos padrões da Oscilação Interdecadal do Pacífico (IPO) e da

Oscilação Decadal do Pacífico (PDO), que são modos de variabilidade climática relacionados entre si (MANTUA *et al.*, 1997; DESER *et al.*, 2004; HENLEY *et al.*, 2015), com ciclos que duram 20 a 30 anos. A PDO está definida no Pacífico norte, enquanto a IPO abrange todo Pacífico. Os mecanismos exatos por trás do IPO e PDO não são ainda bem compreendidos (DONG e DAI, 2015). Há estudos que relacionam esses modos com o fenômeno ENOS (MANTUA *et al.*, 1997; MANTUA e HARE, 2002; DONG e DAI, 2015), devido a variação das temperaturas do Oceano Pacífico tropical. Os padrões e impactos do PDO são similares aos do ENOS (MANTUA e HARE, 2002). Uma verificação complementar da relação entre os índices PDO e IPO com o ENOS foi feita através da correlação entre eles. O índice Niño 3.4 mostrou correlação significativa com o PDO (0,46) e o IPO (0,96). A correlação (0,58) entre os índices PDO e IPO também é significativa.

Nosso estudo mostra que os modos IPO e PDO também podem estar relacionados com o modo 1 de precipitação, de acordo com as correlações da Tabela 6.4 e pela distribuição de anomalias de TSM na FIGURA 6.6.c e no modo de TSM melhor correlacionado (FIGURA 6.6.b). O IPO pode ser responsável pela modulação interdecadal da precipitação no modo 1, observada na FIGURA 6.6.a.

O campo de anomalias de ROLE (FIGURA 6.6.d) mostra sinal positivo relacionado com subsidência sobre a TSM negativa na região central-leste do Pacífico, associada com a fase negativa do ENOS (La Niña). Sobre o sul de Moçambique há sinal negativo, indicando convecção (e precipitação). As anomalias de FCZA em altos níveis (200 hPa) mostram um par de ciclones sobre o Oceano Pacífico equatorial central (FIGURA 6.6.e), indicando convergência, enquanto em baixos níveis (850 hPa), há um par de anticlones que indica divergência na mesma região do Pacífico (FIGURA 6.6.f). No resto da região equatorial predominam pares de anticlones em altos níveis (AS, Atlântico, Índico), associados à convecção anômala na AS, África equatorial e Continente Marítimo. Nos extratropicais, há propagação de ondas de Rossby a partir desses centros de circulação equatorial: do Pacífico central até ao sul da África, assim como da AS e do Atlântico até o sul da África (FIGURA 6.6.e), produzindo função corrente positiva ou anomalia de circulação ciclônica responsável pela chuva no sul e centro de Moçambique, o que é coerente com a FIGURA 6.6.a. Além do Oceano Pacífico ter a forçante mais forte que é o ENOS, pode haver contribuições de outras anomalias

associadas ao ENOS sobre a própria África e sobre a AS (FIGURA 6.5.e) para a propagação de ondas até o sul da África.

Na FIGURA 6.7 é mostrado, juntamente como o modo 1 de precipitação em Moçambique, o modo correspondente melhor correlacionado para o SEA. Além disto, são mostradas as diferenças entre as anomalias médias das fases positivas e das fases negativas do modo 1 no campo de FCZA em altos e baixos níveis (FIGURA 6.7.c, d), que mostram padrão similar ao das FIGURAS 6.6.e, f. A composição de anomalias de vento divergente e potencial de velocidade (FIGURA 6.7.e) mostra divergência em altos níveis sobre o sul de Moçambique, contribuindo para a chuva aumentada na região (FIGURA 6.7.a, b).

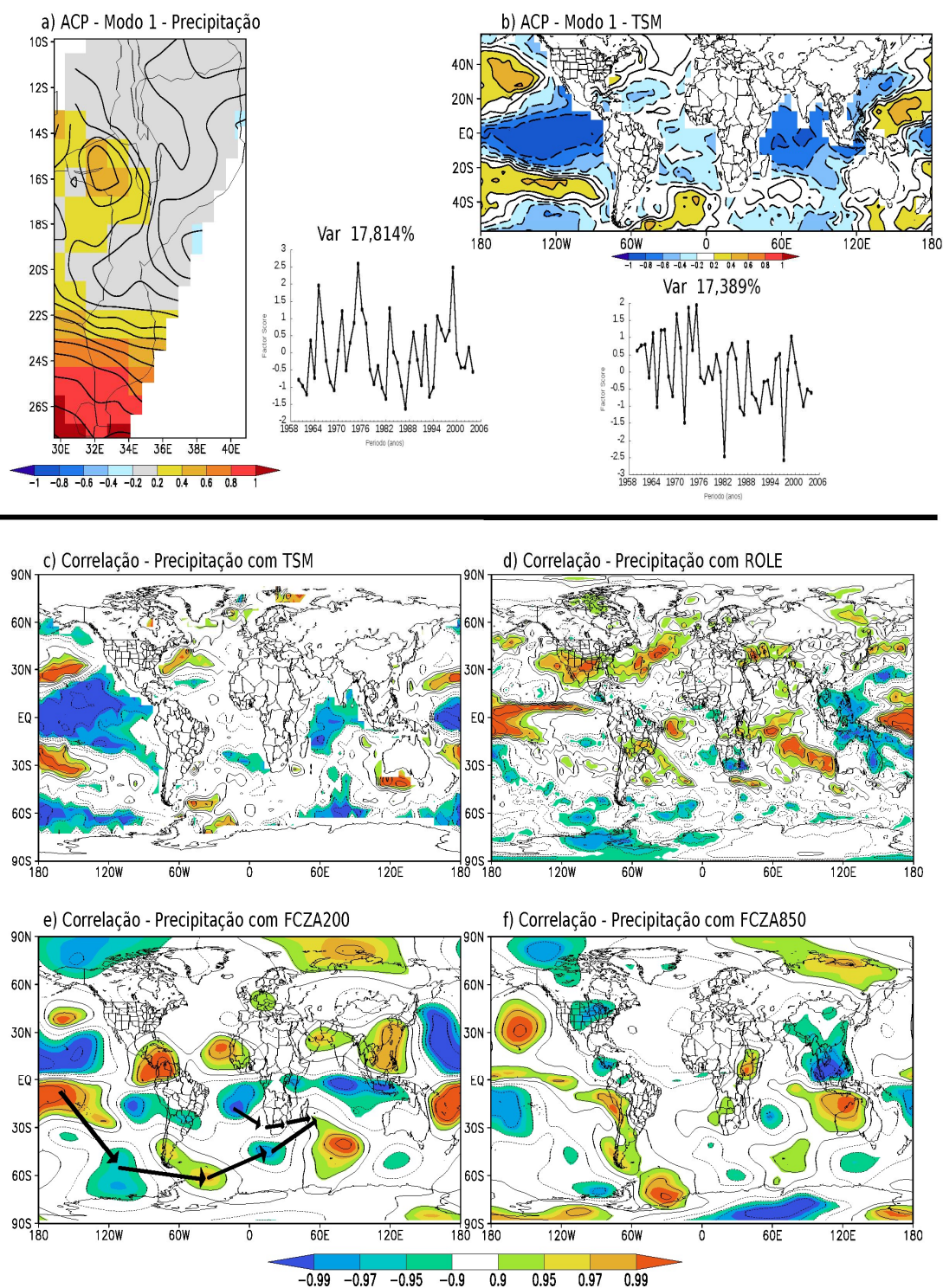


FIGURA 6.6 – VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 1 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 1 DE TSM. CORRELAÇÃO DO MODO 1 DE PRECIPITAÇÃO COM: (c) TSM; (d) ROLE; (e) FCZA EM 200 hPa; (f) FCZA EM 850 hPa. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. SETAS NA FCZA EM 200 hPa INDICAM A PROPAGAÇÃO DOS TRENDS DE ONDAS.

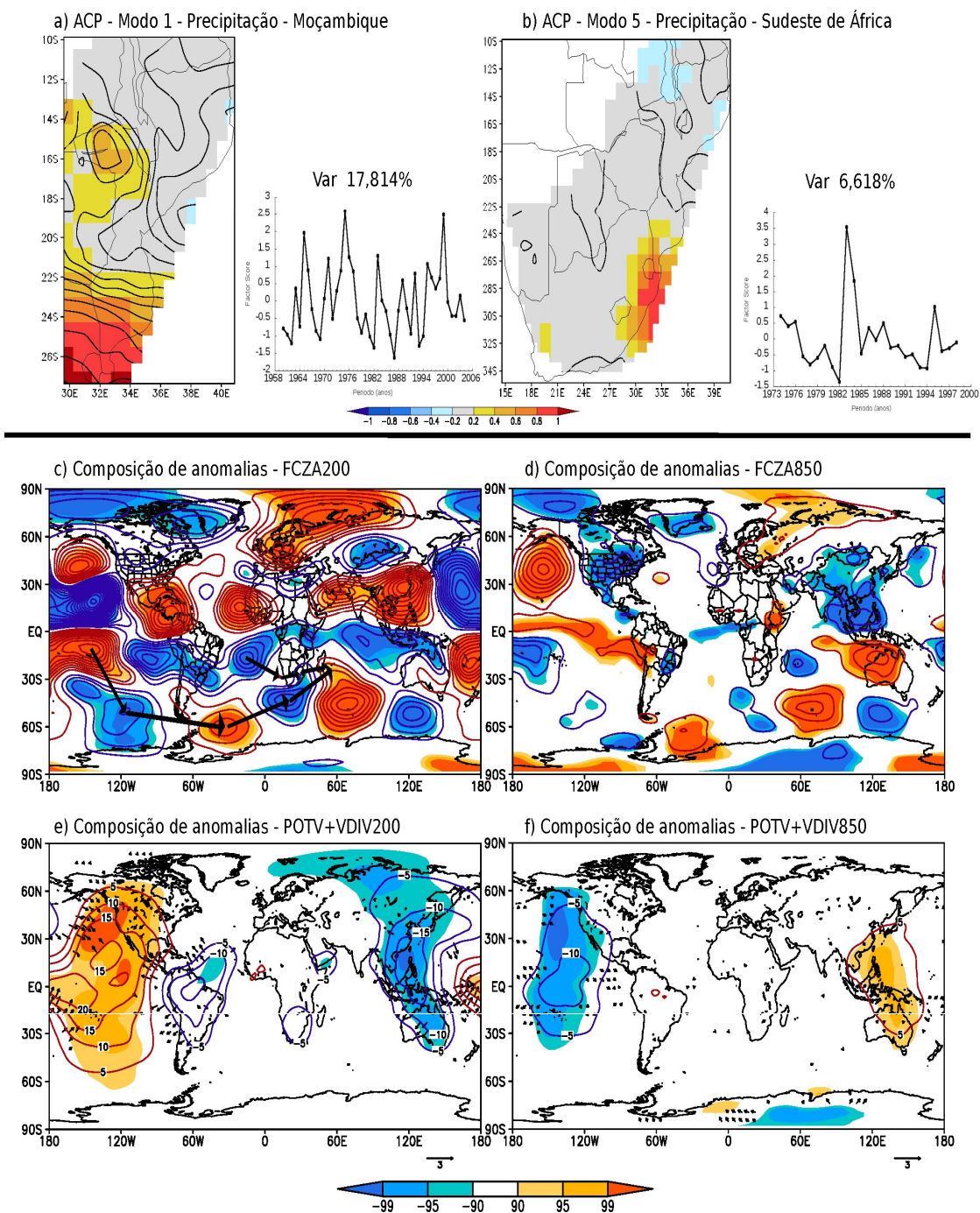


FIGURA 6.7 - VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DOS CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 1 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 5 DE PRECIPITAÇÃO DE MOÇAMBIQUE+ÁFRICA DO SUL. COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE (b) FCZA EM 200 hPa E (c) FCZA EM 850 hPa (m^2/s), (d) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 200 hPa E (f) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 850 hPa (m^2/s). MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS), E SÃO MOSTRADAS APENAS AS SIGNIFICATIVAS DE VENTO DIVERGENTE. O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DA COMPOSIÇÃO É DE 10^5 (PARA c, d) E 5 (PARA e, f). ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. SETAS NA FCZA EM 200 hPa INDICAM A PROPAGAÇÃO DOS TRENDS DE ONDAS.

6.2.3. Modo 2 de precipitação

O segundo modo é caracterizado por um forte sinal na região central e sul de Moçambique. Seus *factor scores* são caracterizados por oscilações interanuais e interdecadais (FIGURA 6.8.a). Este modo corresponde ao modo 7 do domínio MAS (FIGURA 6.9.b). A sua correlação com a TSM global (FIGURA 6.8.c) mostra sinais do ENOS e IPO no Pacífico, o que é coerente com a correlação significativa com TSM na região Niño 3.4 e com IPO, embora bem mais fraca que a do modo 1 (Tabela 6.4).

A correlação com TSM também apresenta indicações de anomalias de TSM zonais em altas latitudes do HS, associadas com as anomalias de circulação do Modo Anular Sul (SAM), também conhecido como Oscilação Antártica (*Antartic Oscillation – AAO*), que é um padrão de variabilidade de larga escala, dominante nas médias e altas latitudes do HS (GONG e WANG, 1999; THOMPSON e WALLACE, 2000). O SAM caracteriza-se por anomalias de pressão centradas na Antártica e anomalias de sinal oposto centradas em torno de 40°S a 50°S. A fase positiva do SAM é definida por um deslocamento em direção aos polos do jato de latitudes médias e a fase negativa por um movimento na direção do equador do jato de latitudes médias (GONG e WANG, 1999; THOMPSON e WALLACE, 2000). A fase positiva do SAM está associada com anomalias de TSM mais frias em boa parte da Antártica e um aquecimento na Península da Antártica e na fase negativa a situação é oposta (THOMPSON e WALLACE, 2000). A relação do modo 2 de chuva com o índice SAM também pode ser verificada na TABELA 6.4. Correlação positiva do modo 2 com o SAM significa que a fase positiva do SAM contribui para o aumento da chuva no centro e sul de Moçambique (FIGURA 6.8.a). Situação similar ocorre no modo 4 (não mostrado).

Na região do Atlântico Norte também ocorrem correlações significativas mais fracas, similares às anomalias de TSM associadas à Oscilação do Atlântico norte (NAO), que é o principal modo de variabilidade atmosférica no Oceano Atlântico Norte, caracterizado por um dipolo de anomalias de pressão ao nível do mar entre a Islândia e os Açores. O índice NAO está relacionado com a variabilidade da precipitação em Moçambique do modo 2 (TABELA 6.4), mas pouco se sabe sobre a sua conexão com a precipitação do sul da África.

Este modo 2 parece ter também influência do Dipolo Subtropical do Oceano Índico (IOSD, TABELA 6.4), mas as anomalias de TSM (FIGURA 6.8.c) não mostram claramente o padrão deste dipolo, que se encontra localizado entre a região sudoeste (55°E-65°E e 37°S-27°S) e subtropical leste (90°E-100°E e 28°S-18°S) do Oceano Índico (BEHERA e YAMAGATA, 2001). A fase positiva do IOSD é caracterizada pelo aumento da TSM na parte sudoeste do Oceano Índico (sul de Madagascar), e diminuição da TSM a leste do Oceano Índico (costa oeste da Austrália), causando aumento da precipitação em grande parte do SEA. Embora o dipolo não esteja claro na FIGURA 6.8.c, há grande aquecimento no sudoeste do Oceano Índico e ausência de anomalia significativa no Índico subtropical leste, caracterizando um índice positivo do IOSD.

Os padrões de TSM que aparecem para este modo de precipitação também se observam no segundo modo da ACP da TSM (FIGURA 6.8.b, c), mas com sinais contrários, que é o modo de TSM mais bem correlacionado com ele, juntamente com o modo 1 de TSM.

O modo 2 de variabilidade da precipitação parece, portanto, ser influenciado pelos efeitos combinados das oscilações de Niño 3.4, IPO, SAM, NAO e IOSD. Alguns estudos sugerem que existe uma relação entre os modos de variabilidade SAM e ENOS que ocorre durante o verão sendo que cerca de 25% da variabilidade interanual do SAM é linearmente relacionada com a flutuação do fenômeno ENOS (L'HEUREUX e THOMPSON, 2006). As fases positivas (negativas) do SAM durante o verão são dominantes quando o padrão de anomalias de TSM, convecção e circulação assemelham-se às fases La Niña (El Niño) do ENOS (CARVALHO *et al.*, 2005). Outros estudos sugerem que a ocorrência de IOSD é verificada em alguns anos do fenômeno ENOS (BEHERA e YAMAGATA, 2001) e o padrão negativo do IOSD é similar às anomalias positivas da TSM observadas em grande parte do Oceano Índico tropical e subtropical durante o fenômeno El Niño que, por sua vez, dão lugar a condições secas na região subtropical da África Austral (REASON *et al.*, 2000; MANHIQUE *et al.*, 2011). Alguns estudos são contraditórios quanto a relação entre esses índices, isto é, sugerem que o dipolo subtropical é linearmente independente do ENOS e do SAM (FAUCHEREAU *et al.*, 2003; WANG, 2010). Assim, estudos sobre as possíveis relações entre esses índices nos oceanos ainda precisam ser realizados.

A correlação da série temporal da precipitação do modo 2 com os campos globais de FCZA e ROLE mostra padrões semelhantes aos do modo 1 no Pacífico central (FIGURA 6.8.d, e, f) possivelmente associados ao ENOS, embora um pouco deslocados. Da mesma forma, em altos níveis, há trens de ondas de Rossby que conectam a convecção anômala tropical no Oceano Pacífico, na AS e no Atlântico com o sul da África (FIGURA 6.8.e). Esta conexão produz um par de circulação ciclônica/anticiclônica sobre o SEA, o que dá suporte dinâmico ao movimento ascendente sobre a região e, portanto, mais precipitação sobre o SEA (FIGURA 6.9.a, b).

A diferença entre as anomalias de FCZA para fases positivas e negativas desse modo 2 (FIGURA 6.9.c, d) confirmam a situação observada nas correlações entre o modo 2 com a FCZA, mostrando os padrões de onda de forma mais clara. As anomalias de potencial de velocidade e vento divergente mostram um centro de divergência em altos níveis sobre o sul da África, coerente com precipitação aumentada (FIGURA 6.9.e).

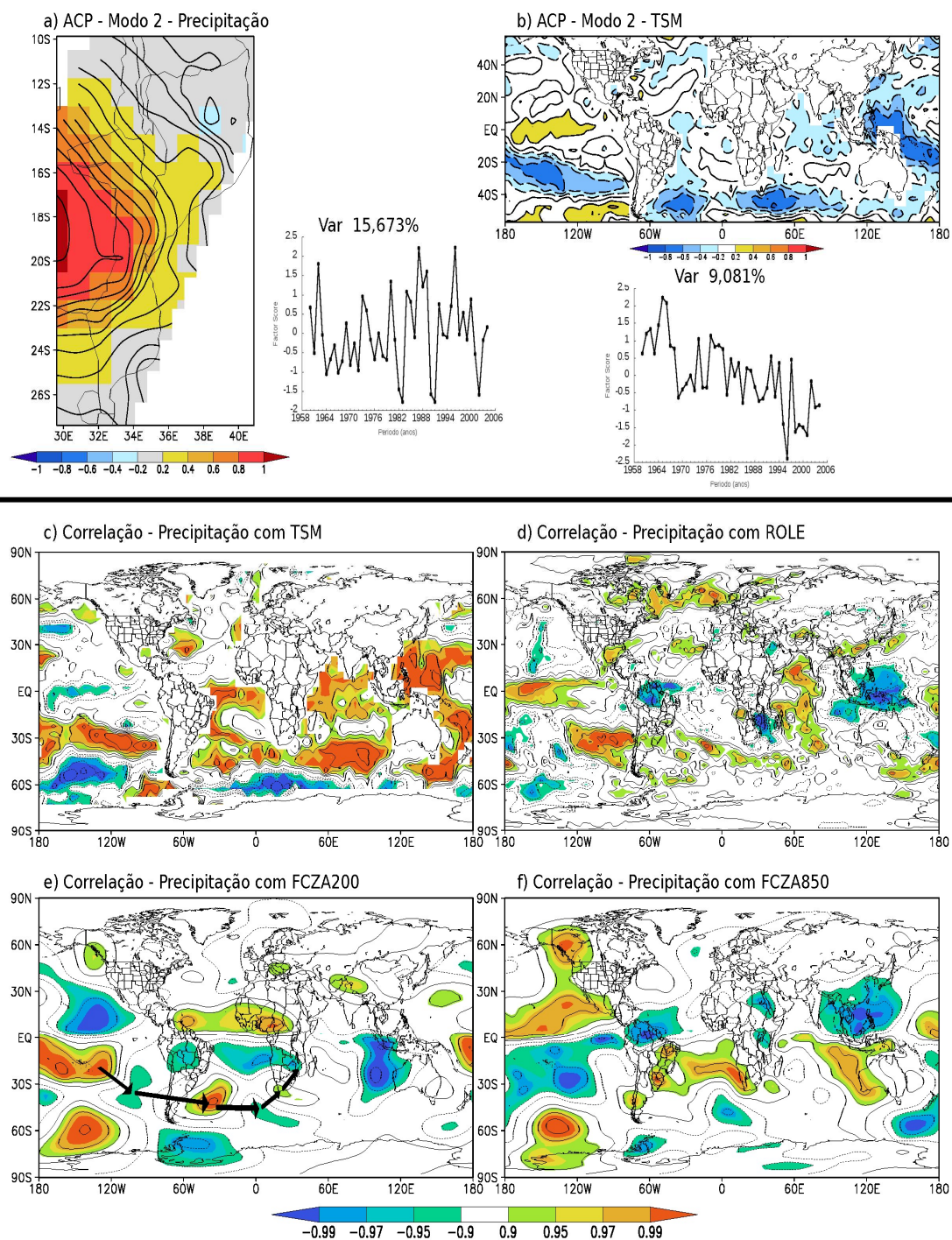


FIGURA 6.8 – VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 2 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 2 DE TSM. CORRELAÇÃO DO MODO 2 DE PRECIPITAÇÃO COM: (c) TSM; (d) ROLE; (e) FCZA EM 200 hPa; (f) FCZA EM 850 hPa. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. SETAS NA FCZA EM 200 hPa INDICAM A PROPAGAÇÃO DOS TRENDS DE ONDAS.

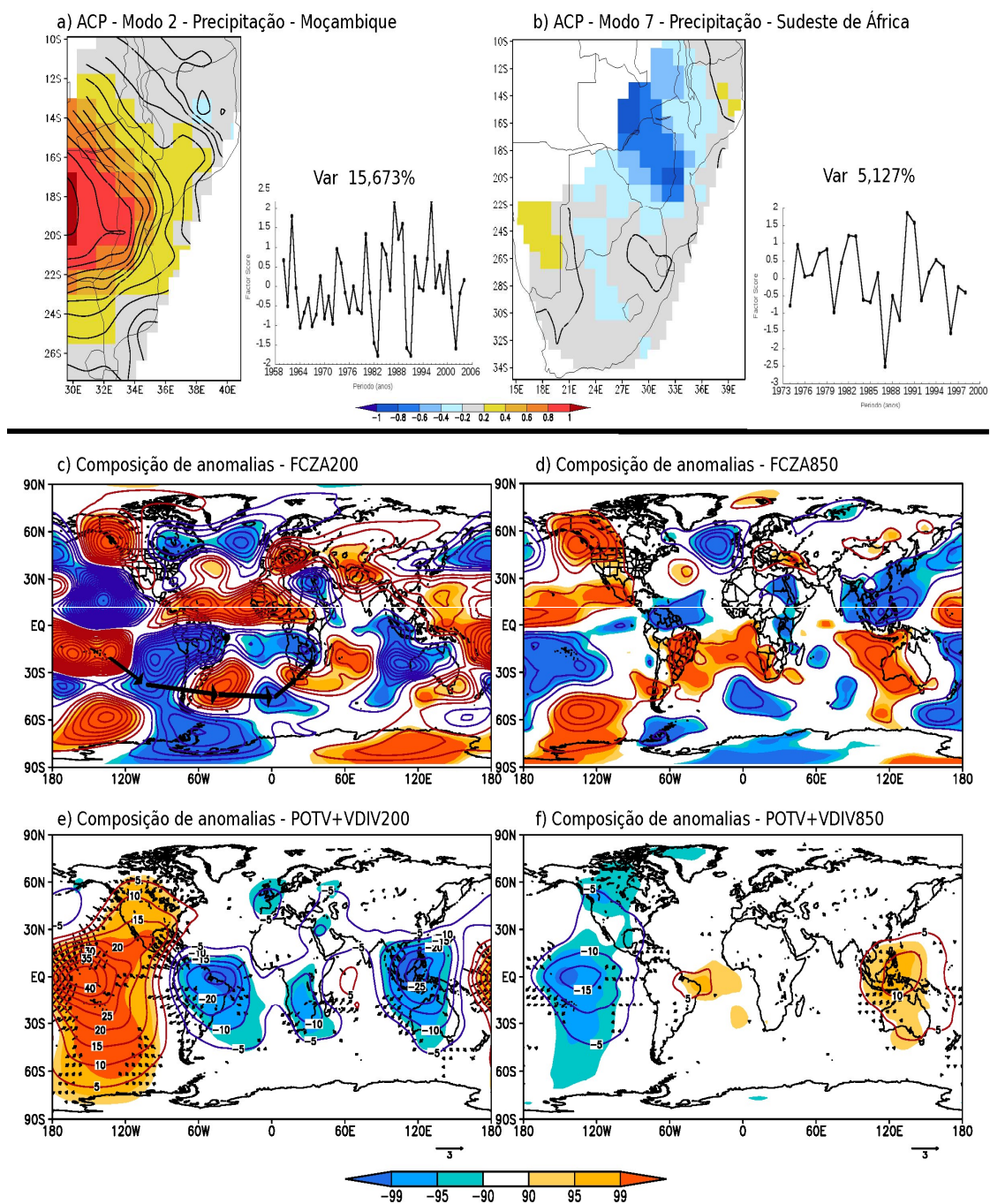


FIGURA 6.9 - VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DOS CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 2 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 7 DE PRECIPITAÇÃO DE MOÇAMBIQUE+ÁFRICA DO SUL. COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE (b) FCZA EM 200 hPa E (c) FCZA EM 850 hPa (m^2/s). (d) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 200 hPa E (f) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 850 hPa (m^2/s). MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS) E SÃO MOSTRADAS APENAS AS SIGNIFICATIVAS DE VENTO DIVERGENTE. O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DA COMPOSIÇÃO É DE 10^5 (PARA c, d) E 5 (PARA e, f). ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS. SETAS NA FCZA EM 200 hPa INDICAM A PROPAGAÇÃO DOS TRENDS DE ONDAS.

6.2.4. Modo 3 de precipitação

A distribuição espacial do modo 3 é caracterizada por um dipolo de sinais opostos de anomalias de chuva no centro-sul de Moçambique e no nordeste. Seus *factor scores* são caracterizados por variabilidade interanual e oscilações interdecadais, com maior parte dos valores positivos desde a década de 1970 até a década de 1990 (FIGURA 6.10.a). Este modo corresponde ao modo 4 da série de MAS (FIGURA 6.11.b). Além de ter uma boa correlação com os índice SAM, apresenta maior correlação com índices referentes à variabilidade no Atlântico Norte, como a NAO e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), que é um padrão de variabilidade da TSM no norte do Oceano Atlântico (TABELA 6.4). As regiões de maior correlação deste modo com a TSM (FIGURA 6.10.c) estão de acordo com o padrão do modo de TSM mais bem correlacionado (FIGURA 6.10.b).

A fase negativa (positiva) do índice AMO coincide com a TSM mais fria (quente) no Atlântico Norte. A AMO está relacionada com oscilações climáticas interdecadais, como as da precipitação no Índico e no Sahel, do verão europeu, dos furacões do Atlântico e variações na temperatura global (MCCARTHY *et al.*, 2015). A correlação negativa (TABELA 6.4) do modo 3 com AMO sugere que anomalias negativas de TSM no Atlântico Norte estão relacionadas com menos chuva no centro-sul e mais chuva no nordeste de Moçambique.

A análise das correlações também mostra sinal positivo da ROLE sobre a parte sul do SEA, significando que há subsidência, e sinal negativo na parte norte, indicando mais convecção e precipitação (FIGURA 6.10.d). Isto está coerente com a FIGURA 6.10.a. Os padrões anômalos de FCZA indicam um anticiclone dominando o sul da África em baixos níveis e em altos níveis há um par anticiclone/ciclone (FIGURAS 6.10.e, f, 6.11.c, d), o que é coerente com menos chuva no centro-sul de Moçambique. Na circulação de altos níveis não está muito claro de onde tais anomalias se originaram. Contudo, em baixos níveis pode-se verificar que o anticiclone sobre o sul da África faz parte de um par de anticiclones centrado no equador (FIGURAS 6.10.f e 6.11.d) e associado com subsidência anômala sobre a África equatorial (FIGURA 6.10.d). Esta subsidência anômala pode estar associada com a TSM mais fria no Atlântico Norte relacionada com AMO. Alguma influência também pode ser devida ao SAM, embora a correlação com este índice seja mais

fraca (TABELA 6.4). As anomalias de vento divergente mostram um centro mais forte de divergência em baixos níveis no sul do SEA (FIGURA 6.11.d), coerente com as anomalias de precipitação nesta região (FIGURA 6.11.a).

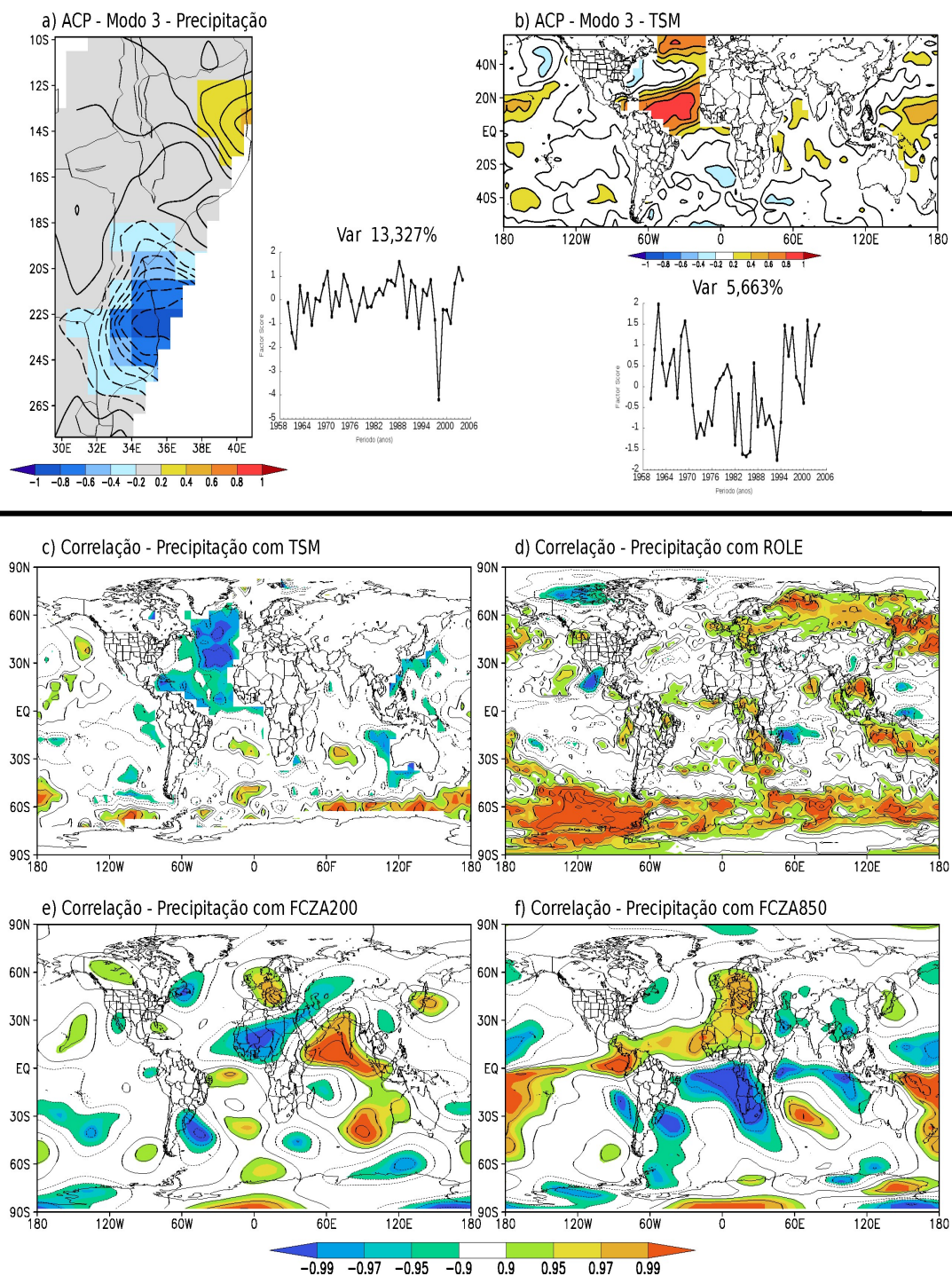


FIGURA 6.10 - VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 3 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 3 DE TSM. CORRELAÇÃO DO MODO 3 DE PRECIPITAÇÃO COM: (c) TSM; (d) ROLE; (e) FCZA EM 200 hPa; (f) FCZA EM 850 hPa. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS.

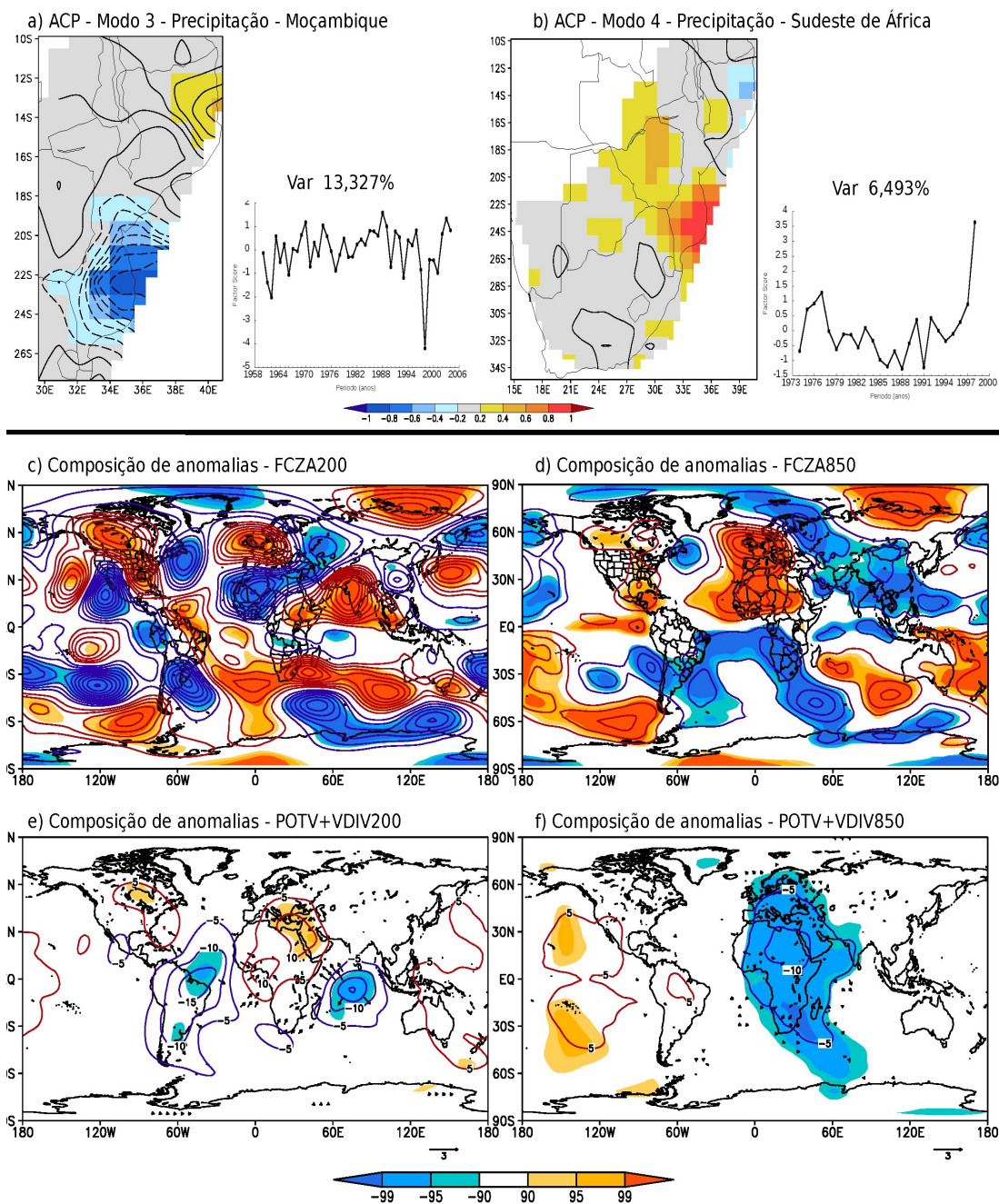


FIGURA 6.11 - VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO VERÃO E COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DOS CAMPOS GLOBAIS. (a) MODO 3 DE PRECIPITAÇÃO. (b) MODO 4 DE PRECIPITAÇÃO DE MOÇAMBIQUE+ÁFRICA DO SUL. COMPOSIÇÃO DE ANOMALIAS DE (b) FCZA EM 200 hPa E (c) FCZA EM 850 hPa (m^2/s). (d) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 200 hPa E (f) POTENCIAL DE VELOCIDADE+VENTO DIVERGENTE EM 850 hPa (m^2/s). MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA ANOMALIAS NEGATIVAS (POSITIVAS), E SÃO MOSTRADAS APENAS AS SIGNIFICATIVAS DE VENTO DIVERGENTE. O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DA COMPOSIÇÃO É DE 10^5 (PARA c, d) E 5 (PARA e, f). ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS.

7. VARIABILIDADE DA VAZÃO E SUAS RELAÇÕES COM ÍNDICES CLIMÁTICOS, PRECIPITAÇÃO E TSM GLOBAL

7.1. CORRELAÇÃO ENTRE OS MODOS DA VAZÃO E DA PRECIPITAÇÃO

Este capítulo apresenta uma análise da variabilidade da vazão e sua associação com a variabilidade da precipitação. Esta análise é preliminar, dado que não foram consideradas as características físicas das bacias.

Apresentamos os três primeiros modos de variabilidade de vazão. Para relacioná-los com os modos de precipitação, é apresentada a TABELA 7.1, com as correlações entre estes três modos e os cinco primeiros modos de precipitação, mostrados na FIGURA 6.4. A FIGURA 7.1 apresenta as principais bacias hidrográficas de Moçambique. Tanto esta figura como a tabela serão mencionadas na análise a seguir.

TABELA 7.1 - CORRELAÇÃO ENTRE MODOS DA VAZÃO COM MODOS DE PRECIPITAÇÃO. VALORES EM NEGRITO APRESENTAM CORRELAÇÃO COM NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA MENOR QUE 0,05.

	MOD1_VAZ	MOD2_VAZ	MOD3_VAZ
MOD1_CHUVA	0,69	0,01	-0,007
MOD2_CHUVA	-0,12	-0,29	-0,47
MOD3_CHUVA	-0,23	0,1	0,05
MOD4_CHUVA	-0,24	-0,35	0,13
MOD5_CHUVA	0,08	-0,39	-0,11

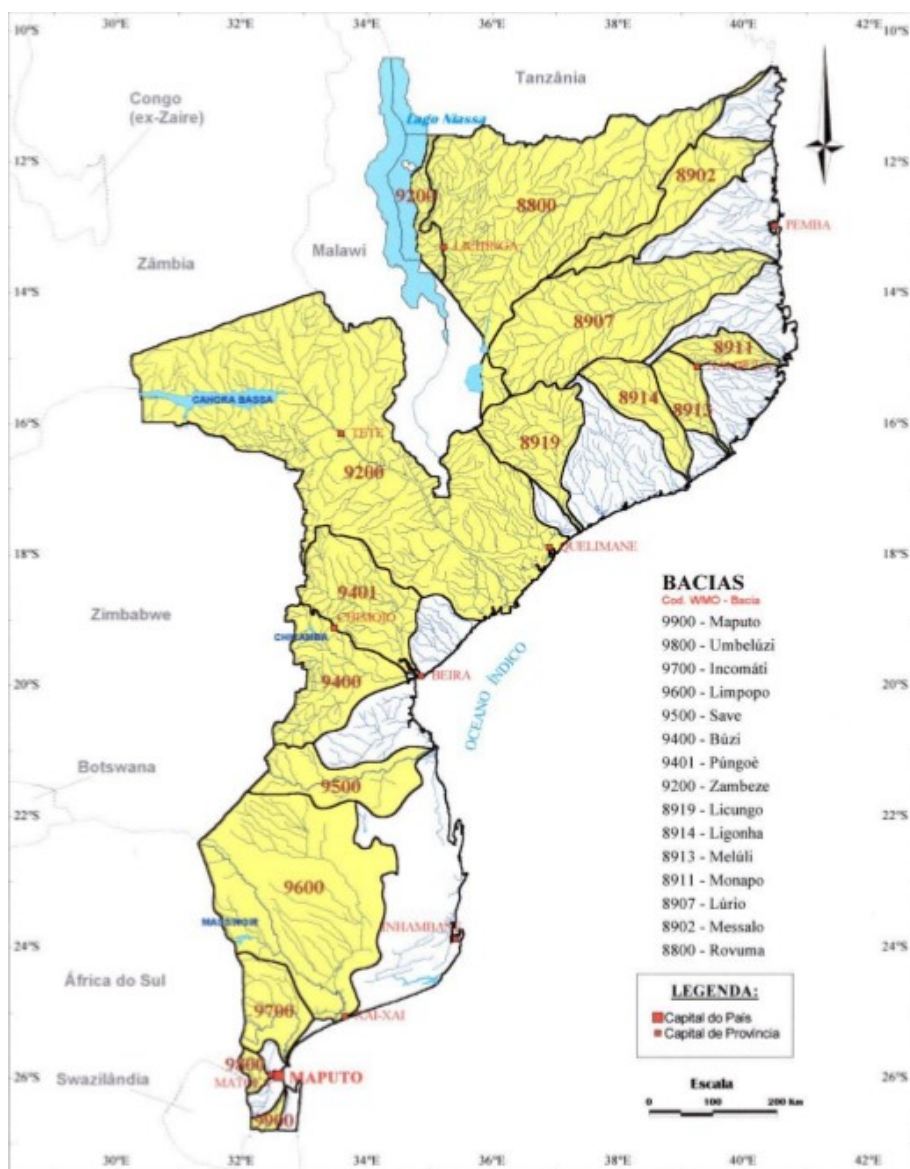


FIGURA 7.1 – PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE MOÇAMBIQUE.
 FONTE: <http://www.aquashare.org.mz/aquashare2014/>

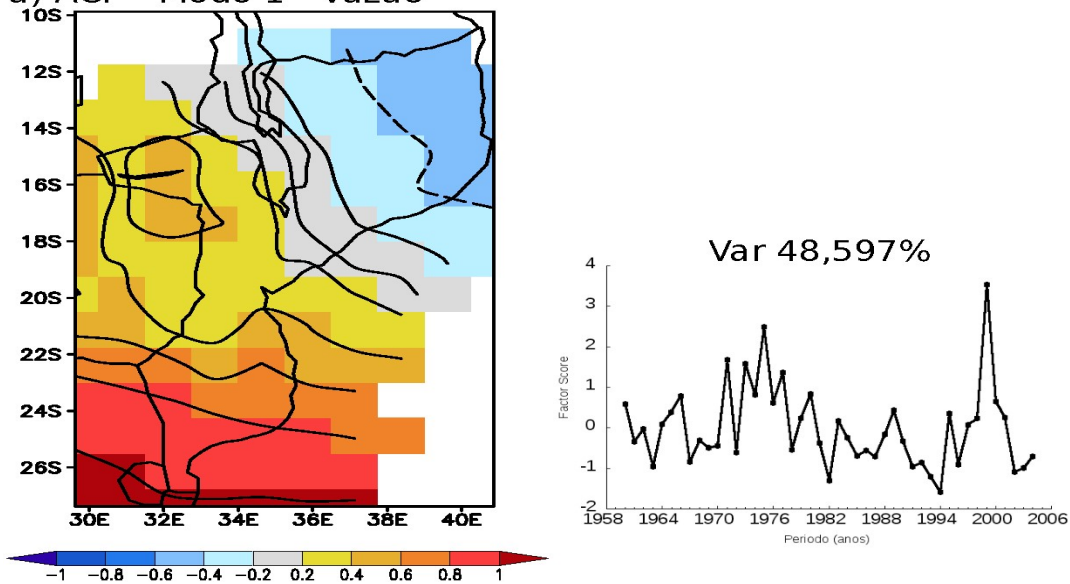
7.2. Modo 1 da vazão (MOD1_VAZ)

O modo 1 de variabilidade da vazão (MOD1_VAZ) apresenta padrão aproximado de um dipolo, com um centro de forte variabilidade no sul de Moçambique e outro mais fraco de sinal oposto no norte. Seus *factor scores* são caracterizados por variabilidade interanual e interdecadal (FIGURA 7.2.a).

Este modo apresenta forte correlação positiva com o modo 1 de precipitação e negativa mais fraca com o modo 4 de precipitação (FIGURA 6.4, TABELA 7.1). Na relação entre MOD1_VAZ e modo 1 de chuva, as anomalias de vazão e de precipitação apresentam mesmo sinal e estão localizadas nas mesmas regiões mostrando associação entre elas (FIGURA 7.1.a). A forte correlação positiva entre os primeiros modos de vazão e precipitação deve-se ao forte sinal de variabilidade no sul do país, em ambos os modos. A mais fraca correlação negativa entre MOD1_VAZ e modo 4 de chuva está relacionada com a mais fraca variabilidade no norte, onde as anomalias de vazão e precipitação das fases positivas destes modos tem sinais opostos. As áreas mais afetadas por este modo compreendem as bacias de Limpopo, Incomati, Umbeluzi e Maputo.

A correlação de MOD1_VAZ com a TSM mostra padrões muito semelhantes ao da correlação do modo 1 de precipitação com TSM, indicando conexão com o modo ENOS. O sinal negativo no Índico possivelmente acompanha o evento ENOS (FIGURAS 7.2.b e 6.6.c). Além disso, o MOD1_VAZ, tal como o modo 1 da precipitação (TABELA 6.3), mostrou significativa correlação negativa (-0,53) com o índice Niño 3.4, sugerindo que eventos La Niña estão associados com o aumento de precipitação e de vazões nos rios da região sul de Moçambique e diminuição no norte.

a) ACP - Modo 1 - Vazão



b) Correlação - Modo 1 - Vazão com TSM

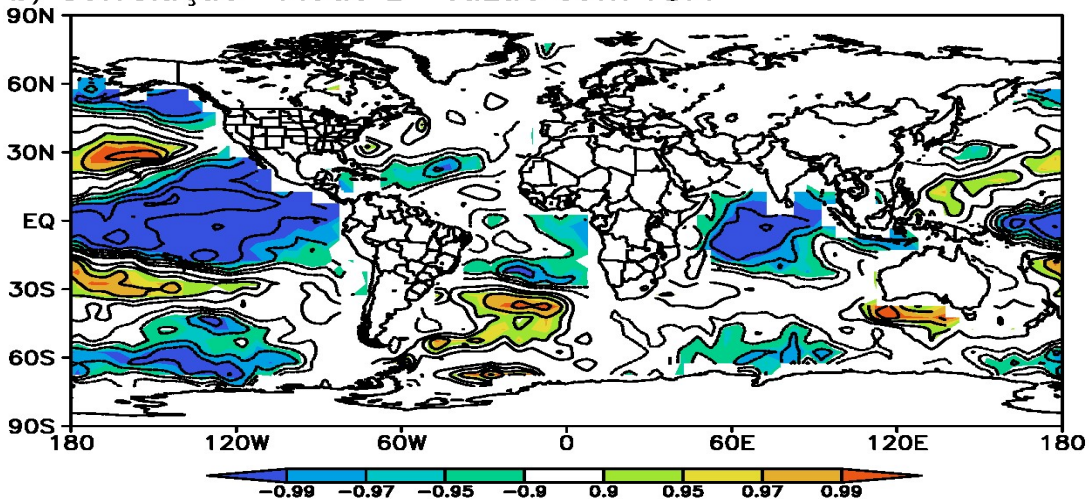


FIGURA 7.2 - VARIABILIDADE DA VAZÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM TSM. (a) FACTOR LOADINGS DO MODO 1 DE VAZÃO E SEUS FACTOR SCORES A DIREITA. (b) CORRELAÇÃO DE TSM COM O MODO 1 DE VAZÃO. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA CORRELAÇÕES NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS.

7.3. Modo 2 da vazão (MOD2_VAZ)

O MOD2_VAZ apresenta forte sinal de variabilidade nos rios do norte, espalhando-se para o centro, onde enfraquece (FIGURA 7.3.a). Seus *factor scores* mostram oscilações interanuais e interdecadais, com uma tendência no período,

com maior parte de valores positivos entre as décadas de 1960 e 1980 (FIGURA 7.3.a).

Este modo está negativamente relacionado com os modos 2, 4 e 5 da precipitação (FIGURA 6.4), sendo a correlação com o modo 5 a mais significativa (TABELA 7.1). A correlação negativa deve-se ao fato de que as fases positivas dos modos de precipitação mostram anomalias positivas de precipitação, enquanto a fase positiva do modo de vazão mostra anomalias negativas. A relação mais fraca com o modo 2 de precipitação deve-se provavelmente ao fato de que este modo tem maior variabilidade no centro-oeste de Moçambique, estendendo-se para norte, onde parte das bacias afetadas se inicia. A relação mais forte com os modos 4 e 5 de precipitação deve-se ao fato de que ambos tem mais forte variabilidade no norte ou centro-norte, onde MOD2_VAZ também tem o mais forte sinal.

A correlação com a TSM mostra padrões significativos extensos localizados próximo à região da Antártica, similares aos associados a SAM. Estas anomalias são mais intensas nesta região, o que pode indicar uma influência maior do SAM neste modo. Além disto, o MOD2_VAZ, tal como os modos 2 e 4 da precipitação, mostrou significativa correlação (-0,36) com o índice SAM (TABELA 6.3), sugerindo que fases positivas de SAM estão associadas com o aumento de precipitação e de vazões nos rios da região nordeste de Moçambique. Ressalte-se ainda que tanto o modo 4 de precipitação como MOD2_VAZ apresenta tendência no período analisado, coerente com a tendência apresentada pelo índice SAM.

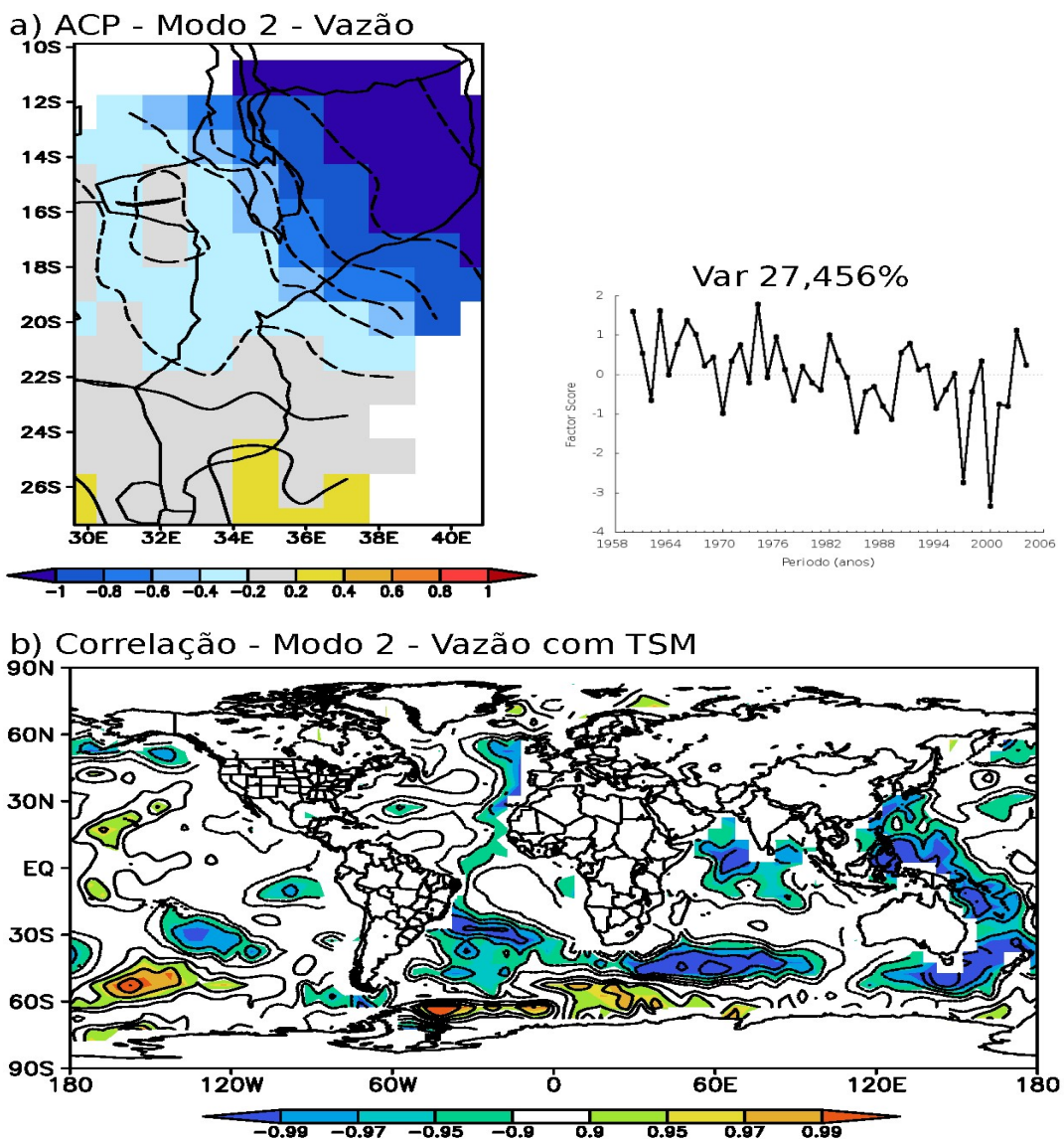


FIGURA 7.3 – VARIABILIDADE DA VAZÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM TSM. (a) FACTOR LOADINGS DO MODO 2 DE VAZÃO E SEUS FACTOR SCORES A DIREITA. (b) CORRELAÇÃO DE TSM COM O MODO 2 DE VAZÃO. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA CORRELAÇÕES NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS.

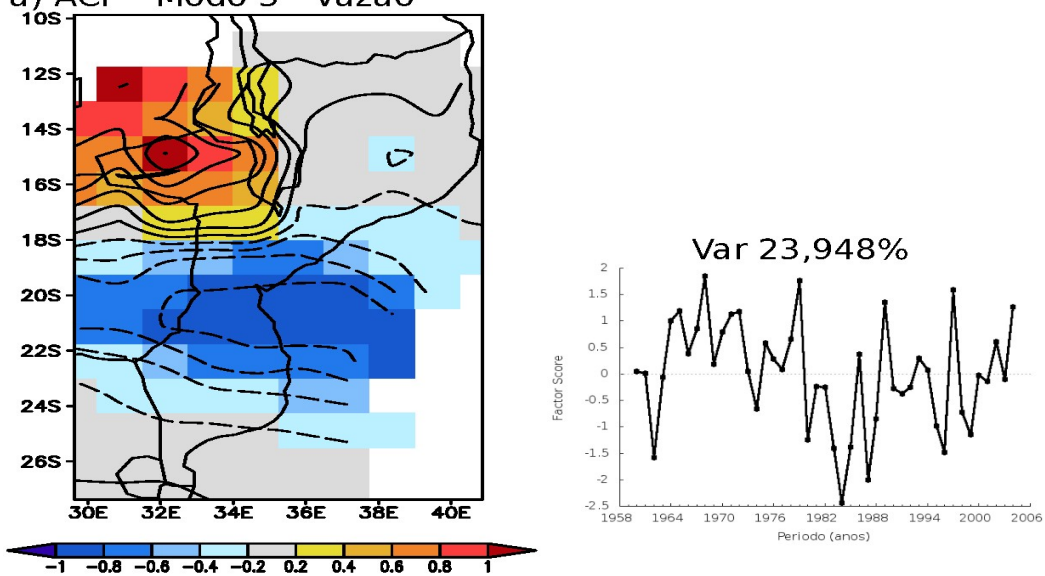
7.4. Modo 3 da vazão (MOD3_VAZ)

O MOD3_VAZ apresenta um padrão dipolar com centros de variabilidade oposta sobre a região central e noroeste. Sua série temporal apresenta variabilidade de escala interanual e interdecadal (FIGURA 7.4.a).

O MOD3_VAZ tem forte correlação negativa com o modo 2 de precipitação de (TABELA 7.1), com valor absoluto maior que o MOD2_VAZ. Isto se deve ao forte sinal de variabilidade que ambos os modos possuem no centro de Moçambique. Já o centro de variabilidade oposta da vazão no noroeste do país não tem conexão clara com algum dos primeiros cinco modos de precipitação. É possível que este centro seja uma extrapolação do programa gráfico, tendo em vista que na área de anomalias positivas há apenas uma estação fluviométrica (FIGURAS 3.2 e 7.4.a).

A correlação com a TSM (FIGURA 7.4.b) apresenta padrões semelhantes aos da correlação do modo 2 de precipitação com TSM (FIGURA 6.8.c), de sinais opostos, devido à correlação negativa entre os modos. Há correlações significativas no Pacífico equatorial central-leste, associadas a ENOS, e correlações em altas latitudes no HS, associadas a SAM. Isto é coerente com a relação entre o modo 2 de precipitação e Niño 3.4 e SAM (TABELA 6.3). Coerentemente, a correlação entre MOD3_VAZ e estes índices climáticos também é significativa (0,31 com Niño 3.4 e -0.30 com SAM), indicando mais precipitação durante La Niña e fase negativa de SAM no centro de Moçambique.

a) ACP - Modo 3 - Vazão



b) Correlação - Modo 3 - Vazão com TSM

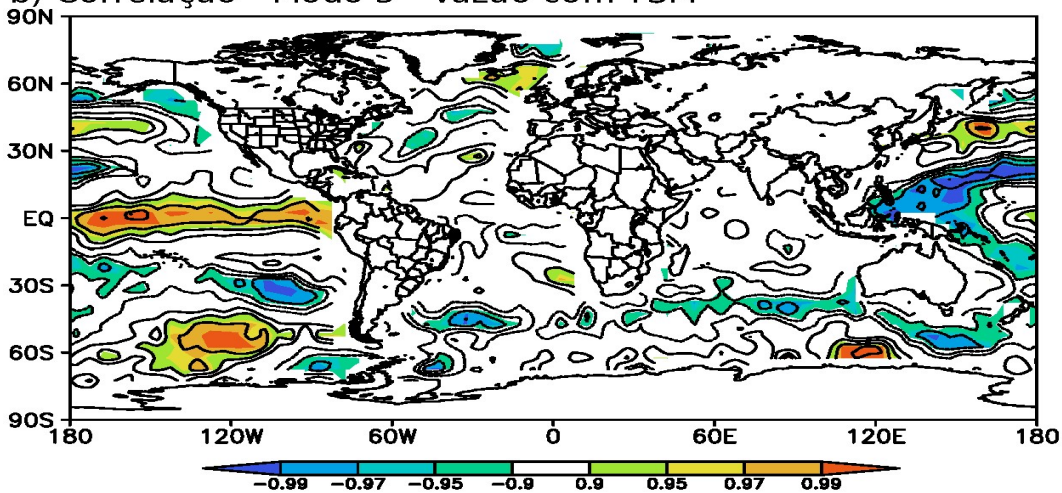


FIGURA 7.4 – VARIABILIDADE DA VAZÃO NO VERÃO E SUA CORRELAÇÃO COM TSM. (a) FACTOR LOADINGS DO MODO 3 DE VAZÃO E SEUS FACTOR SCORES A DIREITA. (b) CORRELAÇÃO DE TSM COM O MODO 3 DE VAZÃO. MANCHAS AZUIS (VERMELHAS) INDICAM OS NÍVEIS DE CONFIANÇA SUPERIOR A 99% PARA CORRELAÇÕES NEGATIVAS (POSITIVAS). O INTERVALO ENTRE AS ISOLINHAS DE CORRELAÇÃO É DE 0,1. ISOLINHAS ZERO NÃO SÃO MOSTRADAS.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados desta dissertação permitem tirar várias conclusões sobre as variações climáticas em Moçambique e suas relações com a América do Sul e campos oceânicos e atmosféricos globais.

Em escala intrassazonal, verificou-se que, embora o SEA não seja normalmente incluído entre as regiões significativamente afetadas pela MJO, há impactos consistentes na precipitação. Mediante a composição de anomalias de precipitação e dos campos atmosféricos associados, verificou-se que no final e no início do ciclo da OMJ (fases 8 e 1) há maiores anomalias positivas de precipitação associadas com a OMJ no verão. Por outro lado, a fase 5 está associada com mais seca. Teleconexões trópicos-trópicos e trópicos-extratrópicos claramente visíveis em baixos e altos níveis, são responsáveis pelo impacto da OMJ sobre o SEA. As anomalias de circulação produzidas pela convecção anômala associada com OMJ na AS, favorecem a produção dessas teleconexões. As anomalias de circulação resultantes produzem divergência ou convergência sobre o SEA, convecção ou subsidência. Quando a circulação em baixos níveis sobre o sudeste do Atlântico e sobre o sudoeste do Índico favorecem a entrada de ar mais quente e úmido sobre o sul da África, ocorre convergência de umidade e aumento de precipitação. Isto ocorre quando há anomalia ciclônica no sudoeste da África, levando umidade do sudeste do Atlântico, ou anticiclônica no sudoeste do Oceano Índico, favorecendo a entrada de umidade do Índico. Situação oposta está associada à diminuição da precipitação. Anomalias de circulação em altos níveis podem ser favoráveis a movimento ascendente ou subsidência. Geralmente, há anomalia ciclônica (anticiclônica) em altos níveis a oeste (ou sudoeste) da região com precipitação aumentada (diminuída). As teleconexões reportadas concordam com Grimm e Reason (2015). A frequência de eventos extremos durante a OMJ mostraram aumento no SEA nas fases 8 e 1 da OMJ, principalmente. O aumento é maior na África do Sul e no sul de Moçambique. Como durante o verão chove mais em Moçambique que na África do Sul, um evento extremo em Moçambique significa mais quantidade de precipitação.

Quanto às teleconexões intrassazonais entre AS e SEA, a análise das correlações entre a precipitação no SEA e na AS 4-5 dias antes e dos campos atmosféricos associados com as fases positivas da precipitação nas áreas selecionadas do SEA, mostra significativas correlações na precipitação de verão e padrões de teleconexões atmosféricas, que estão de acordo com Grimm e Reason (2015) e, novas regiões de correlações significativas foram identificadas no nordeste de Moçambique. As fases positivas da precipitação nas regiões selecionadas do SEA podem corresponder às fases 8 e 1 da OMJ. Portanto, essas correlações e os campos atmosféricos associados também sugerem teleconexões entre AS e SEA durante a OMJ no verão.

Em escala interanual, foram analisados os três primeiros modos rotacionados de variabilidade da precipitação e da vazão em Moçambique, baseados na matriz de correlação. Tais modos tem correspondentes na variabilidade de todo o SEA. A correlação destes modos com índices climáticos mostra que eles podem resultar da influência combinada de algumas oscilações climáticas. Não há ainda séries de tamanho suficiente para isolar modos correspondentes a um só tipo de oscilação climática e, além disto, algumas oscilações climáticas são relacionadas entre si.

As correlações dos modos de precipitação com a TSM global, mostram que os dois primeiros modos de precipitação tem relação com o ENOS e, durante o verão do evento El Niño, há anomalias negativas de precipitação no sul e centro de Moçambique e anomalias positivas no norte, ocorrendo o contrário em La Niña. A conexão do primeiro modo com ENOS é mais forte e clara, pois mostra conexão com Niño 3.4, IPO e PDO, que são relacionados. Já o segundo modo é relacionado também com outras oscilações climáticas, como o SAM, IOSD e NAO. O terceiro modo parece principalmente conectado com o Atlântico Norte (AMO e NAO).

Os três primeiros modos da vazão em Moçambique mostram fortes relações com modos de precipitação, tanto em termos de correlação entre eles, como na coerência dos padrões de TSM associados a eles. A conexão mais clara ocorre entre os primeiros modos de precipitação e vazão, ambos fortemente influenciados por ENOS. O segundo modo de vazão aparece conectado a três modos de precipitação, embora a conexão mais clara pareça ser com o quarto modo. O terceiro tem mais forte associação com o modo 2 de precipitação.

Os campos atmosféricos anómalos também sugerem que além das anomalias de ENOS no Pacífico, podem existir outras forçantes associadas ou não ao ENOS que contribuem para a variabilidade da precipitação no SEA, como aquelas que se verificam na AS, outras na África e no Índico.

Tal como observado em escala intrassazonal, em escala interanual as anomalias de convecção sobre a AS também influenciam as anomalias de convecção no sul da África (GRIMM e REASON, 2011). Portanto, teleconexões na precipitação do verão entre a AS e o SEA existem tanto em escala intrassazonal assim como em escala interanual.

Recomenda-se que estudos do gênero sejam feitos para toda África Austral com maior série possível de dados, em várias escalas de tempo e incluindo outras variáveis meteorológicas como por exemplo a temperatura.

Estudos mais detalhados sobre as possíveis relações entre a variabilidade da precipitação no SE e os índices climáticos oceânicos e atmosféricos aqui utilizados e outros que ainda poderiam ser incluídos deveriam ainda ser realizados, pois os resultados do presente estudo indicam que alguns destes índices, além do ENOS, estão relacionados com os principais modos de precipitação em Moçambique e SEA.

ANEXO – LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS

Nº DA ESTAÇÃO	VAZÃO MÉDIA (m ³ /s)	NOME DA BACIA	Nº DA BACIA	LAT (°S)	LON (°E)	ALTITUDE (m)	ÁREA (km ²)
06	74,2	Maputo	9900	26:47:24	32:26:24	11,3	28500
10	8,2	Umbelúzi	9800	26:11:48	32: 6:59	63,0	3100
23	57,8	Incomáti	9700	25:26:15	31:59:26	102,3	21200
31	87,5	Limpopo	9600	22:29: 0	31:10: 0	200,0	235930
35	119,1	Limpopo	9600	24:30:10	33: 0:25	23,0	342000
43	73,3	Incomáti	9700	25: 1:50	32:39:17	-99,0	37500
47	200,2	Save	9500	21: 8:30	34:32: 0	16,0	100885
86	5,3	Save	9500	21:33: 0	32:57: 0	108,6	88622
393	69,4	Maputo	9900	26:51: 0	32: 8: 0	35,0	29800
65	70,9	Púnguè	9401	18:33:30	33:15: 0	480,0	3100
72	13,2	Púnguè	9401	18:26:45	33:21:30	470,0	2700
84	6,0	Buzi	9400	20:26:45	32:51:37	550,0	743
188	210,6	Buzi	9400	19:57:30	34:10: 0	35,0	26314
456	245,8	Buzi	9400	19:55: 0	33:52: 0	30,9	100
285	3404,1	Zambeze	9100	18:17: 0	35:56:10	2,0	1223000
320	2063,9	Zambeze	9100	16: 9:13	33:35:22	120,0	940000
90	5,0	Licungo	8919	15:28: 0	36:56:30	650,0	140
128	261,9	Lúrio	8907	13:40:34	39:51:57	190,0	56200
147	39,4	Messalo	8902	12:34: 3	39: 0: 0	260,0	10000
150	4,8	Montepuez	8904	13: 3:25	38:58:45	415,0	2435
152	9,4	Megaruma	8906	13:12:44	39:52: 0	230,0	4103
202	163,2	Lugenda	8801	12:26:30	37:40: 0	270,0	42400
525	116,6	Messalo	8920	11:50:40	40: 6:23	30,0	22

GLOSSÁRIO

ADVECÇÃO: transferência horizontal de qualquer propriedade na atmosfera pelo movimento do ar (vento).

ANTICICLONE OU ZONA DE ALTA PRESSÃO: pressão máxima relativa. Área de pressão que diverge os ventos numa rotação oposta à rotação da Terra. Move-se no sentido horário no hemisfério norte e no sentido anti-horário no hemisfério sul. Também conhecida como área de alta pressão; é o oposto de uma área de baixa pressão, ou ciclone.

BAROCLÍNICO: estado do escoamento de fluido em que as linhas de igual pressão (isóbaras) e de igual temperatura (isotermas) não coincidem, ou seja, a temperatura varia sobre superfícies isobáricas.

BAROTRÓPICO: estado de um fluido no qual as superfícies de densidade ou temperatura constante são coincidentes com as superfícies de pressão constante.

CAVADO: região da atmosfera em que a pressão é baixa, relativa às regiões circunvizinhas do mesmo nível.

CÉLULAS DE CIRCULAÇÃO: grandes áreas de circulação do ar criadas pela rotação da Terra e pela transferência de calor na linha do equador. A circulação fica restrita a uma região específica, como os trópicos, regiões de clima temperado, ou polar, o que influencia o clima dessas regiões.

CÉLULA DE HADLEY: circulação norte-sul (meridional) que consiste em movimento ascendente na ZCIT e, movimento em direção aos polos para 30°N e 30°S, movimento descendente em 30 graus e um fluxo de retorno à ZCIT no equador.

CÉLULAS DE WALKER: duas células de circulação na atmosfera equatorial, uma sobre o Pacífico e outra sobre o Oceano Índico. Estas células longitudinais são associadas com movimento ascendente sobre as águas quentes e movimento descendente sobre as águas frias. Os ramos verticais estão ligados por ventos zonais divergentes, que são geralmente muito mais fracos do que o fluxo total zonal.

CICLONE OU ZONA DE BAIXA PRESSÃO: área com pressão inferior a aquela apresentada ao redor do centro, considerando-se um mesmo nível. Resulta em convergência de ventos, os que se movem no sentido horário no hemisfério sul. Podem receber nomes específicos de acordo com suas características e origens, como no caso dos ciclones extratropicais, que estão normalmente associados às frentes frias.

CICLONE EXTRATROPICAL: sistema de área de baixa pressão atmosférica em seu centro ou ciclone de origem não tropical. Geralmente considerado como um ciclone migratório encontrado nas médias e altas latitudes. Também chamado tempestade extratropical.

CICLONE TROPICAL: sistema de área de baixa pressão atmosférica, que se desenvolve sobre as águas tropicais devido as altas temperaturas e umidade, que se movimenta de forma circular organizada.

CONDENSAÇÃO: processo pelo qual o vapor de água sofre uma mudança, do estado gasoso para o estado líquido. É o processo físico oposto ao da evaporação.

CONVECÇÃO: movimentos internos existentes dentro de uma camada de ar, produzindo o transporte vertical de calor. A convecção é essencial para a formação de muitas nuvens.

CONVERGÊNCIA: movimento do vento que resulta numa entrada líquida horizontal do ar em uma região específica. Ventos convergentes em níveis mais baixos são associados com movimento ascendente do ar. É oposta da divergência.

CORRENTE DE JATO: área de ventos fortes concentrados em uma faixa relativamente estreita na troposfera superior das latitudes médias e regiões subtropicais dos hemisférios norte e sul. Fluindo em uma faixa semi-contínua ao redor do globo, do oeste para leste, as correntes de Jato são causadas pelas mudanças da temperatura do ar quando o ar polar frio que se move para o equador encontra o ar equatorial quente que está se movendo para o polo. É marcado por uma concentração isotérmica e por um cisalhamento vertical forte. Várias dessas

correntes incluem jatos do ártico, jatos de superfície, jatos polares, e jatos subtropicais.

DIVERGÊNCIA: movimento do vento que resulta numa corrente horizontal de ar vinda de uma região em particular. Divergência a níveis mais baixos está associada, no alto, com um movimento descendente do ar. Oposto de convergência.

EL NIÑO: fenômeno meteorológico caracterizado pelo aquecimento anormal das águas do Oceano Pacífico Equatorial, por isso provoca uma série de eventos atmosféricos capazes de alterar o clima em todo o mundo.

FORÇA/EFEITO DE CORIOLIS: força aparente que atua sobre um elemento do fluido em deslocamento sobre um planeta em rotação. A força de Coriolis atua na direção perpendicular ao movimento para a esquerda do movimento horizontal no hemisfério sul. Ela é nula sobre o Equador, negativa no hemisfério sul e positiva no hemisfério norte, atingindo valores extremos nos polos.

FRENTE: faixa de nuvens geralmente bem definidas em imagens de satélites que ocorre entre duas massas de ar diferentes, é o limite entre duas massas de ar diferentes que tenham se encontrado. Temos dois tipos de frentes: frias e quentes, todas associadas com chuvas.

FURACÃO: nome dado a um ciclone tropical de núcleo quente, com ventos contínuos de 118 quilômetros por hora, ou mais, no Oceano Atlântico Norte, mar caribenho, Golfo do México e no norte oriental do Oceano Pacífico. Este mesmo ciclone tropical é conhecido como tufão no Pacífico ocidental e como ciclone no Oceano Índico.

GEOPOTENCIAL: energia potencial de uma parcela do ar de massa unitária, sendo que o seu valor referencial de zero encontra-se, em geral, no nível médio do mar.

INTERANUAL: refere-se às variações do clima de ano para ano.

INTRASSAZONAL: refere-se às variações do clima dentro de uma estação.

JATO SUBTROPICAL: Uma área de ventos fortes que estão concentrados em uma faixa relativamente estreita na troposfera superior das latitudes médias e regiões subtropicais dos hemisférios norte e sul.

LA NIÑA: período de intensificação dos ventos e resfriamento anormal da superfície no centro e leste do Pacífico Tropical. O oposto de El Niño.

LATITUDE: Localização, em relação à linha do equador, de um dado ponto na superfície da Terra. É medida em graus, e a linha do equador está a zero grau. Sua representação é feita através de linhas paralelas que circundam o planeta horizontalmente e o dividem em norte e sul. Os polos norte e sul estão a 90 graus em relação à linha do equador.

LATITUDES ALTAS: faixa localizada, aproximadamente, entre os paralelos de 60 e 90 graus, em ambos os hemisférios. Esta região é também denominada de Região Polar.

LATITUDES BAIXAS: faixa localizada, aproximadamente, entre os paralelos de 0 e 30 graus, em ambos os hemisférios. Esta região é também denominada de Região Tropical.

LATITUDES MÉDIAS: cinturão localizado aproximadamente entre 35 a 65 graus de latitude norte e sul. A região também é chamada de Zona Temperada.

LONGITUDE: localização, em relação ao Meridiano Principal, de um dado ponto na superfície da Terra. Tal como a latitude, é medida em graus e o meridiano principal, em Greenwich, corresponde a zero grau de longitude. Sua representação é feita em linhas verticais que cruzam a Terra do polo norte ao polo sul. A distância entre as linhas de longitude é maior no equador e menor latitudes mais altas. As zonas de tempo são relacionadas à longitude.

MONÇÃO: mudança sazonal dos ventos criados pela grande variação de temperatura anual que ocorre em grandes áreas de terra em contraste com superfícies oceânicas associadas. Ou seja, ventos sazonais que normalmente sopram de direções diferentes durante diferentes momentos do ano, mais frequentemente durante o verão e inverno.

ONDA DE KELVIN: Um tipo de onda de gravidade de baixa frequência presa a um limite vertical (uma costa ou uma montanha), ou para o equador, que se propaga no sentido horário em torno de uma bacia no hemisfério sul.

ONDA DE ROSSBY: é o movimento ondulatório no plano horizontal da escala sinótica, na qual as regiões de vorticidade ciclônica e anticiclônica se alternam à medida que a onda propaga-se. A força restauradora desta onda é a força de Coriolis.

OSCILAÇÃO DO SUL: reversão periódica do padrão da pressão atmosférica na parte tropical oeste e central do Oceano Pacífico durante as ocorrências de El Niño e La Niña.

SUBSIDÊNCIA: rebaixamento ou movimento descendente do ar, frequentemente observado em anticiclones. Mais predominante quando o ar está mais frio e mais denso no alto. O termo é usado geralmente para indicar o oposto de convecção atmosférica.

VENTOS ALÍSIOS: ventos persistentes, principalmente na atmosfera inferior, que sopram sobre vastas regiões de um anticiclone subtropical em direção às regiões equatoriais. Os ventos alísios predominantes são de nordeste do Hemisfério Norte e sudeste do Hemisfério Sul.

VÓRTICE: qualquer fluxo circular ou rotativo na atmosfera que possui vorticidade.

VORTICIDADE: medida da rotação de uma pequena parcela de ar. Há vorticidade quando a parcela gira à medida que se move ao longo do seu caminho. Embora o eixo de rotação possa estender-se em qualquer direção, meteorologistas estão principalmente preocupados com o movimento de rotação em torno de um eixo que é perpendicular à superfície da terra. Se a parcela não gira, diz-se que têm vorticidade zero.

ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS): região com muitas nuvens associadas a chuva ora forte ora intermitente, que persiste por no mínimo quatro dias e podem causar grandes transtornos como alagamentos, desabamentos e transbordamento.

ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL (ZCIT): área de ventos convergentes dos hemisférios norte e sul, geralmente, localizada na faixa de 10 graus ao redor do Equador. É uma extensa área de baixa pressão atmosférica onde o efeito Coriolis está enfraquecido e há ocasionalmente a formação de perturbações tropicais.

ZONA DE CONVERGÊNCIA DO PACÍFICO SUL (ZCPS): mesmo que a ZCAS, a diferença é que se estende desde cerca de 0/140°E até cerca de 30°S/120°W, no Oceano Pacífico Sul. Esta zona é geralmente mais robusta do que o ZCAS.

Fonte:

<http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/glossario/glossario.html>

http://www.cagenterprises.com/wx_glossary_v.html

<http://www.cptec.inpe.br/glossario.shtml#39>

http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/soo_met_glossary.doc

REFERÊNCIAS

- BANCO, MUNDIAL. **Estratégia Nacional de Assistência para Recursos Hídricos em Moçambique** : 2007.
- BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 2, p. 0–3, 2001.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. **Journal of Climate**, v. 18, n. 1999, p. 702–718, 2005.
- CAVALCANTI, I. FONSECA DE A.; FERREIRA, N. J. F.; SILVA, M. G. A. J. DA; S, M. A. F. DA S. D. **Tempo e Clima no Brasil**. 1st ed. São Paulo, 2009.
- COOK, C.; REASON, C. J. C.; HEWITSON, B. C. Wet and dry spells within particularly wet and dry summers in the South African summer rainfall region. **Climate Research**, v. 26, n. 1, p. 17–31, 2004.
- DESER, C.; PHILLIPS, A. S.; HURRELL, J. W. Pacific Interdecadal Climate Variability : Linkages between the Tropics and the North Pacific during Boreal Winter since 1900. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3109–3124, 2004.
- DONG, B.; DAI, A. The influence of the Interdecadal Pacific Oscillation on Temperature and Precipitation over the Globe. **Climate Dynamics**, 2015.
- DUCHON, C. E. Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, 1979.
- FAO. **Quadro das Demandas e Propostas de Guiné-Bissau para o Desenvolvimento de um Programa Regional de Cooperação entre Países da CPLP no domínio da Luta contra a Desertificação e Gestão Sustentável das Terras**. 2009.
- FAUCHEREAU, N.; TRZASKA, S.; RICHARD, Y.; ROUCOU, P.; CAMBERLIN, P. SEA-SURFACE TEMPERATURE CO-VARIABILITY IN THE SOUTHERN ATLANTIC AND INDIAN OCEANS AND ITS CONNECTIONS WITH THE ATMOSPHERIC CIRCULATION IN THE SOUTHERN HEMISPHERE. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. April, p. 663–677, 2003.
- GILL, A. E. Some simple solution for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 449, p. 447–462, 1980.
- GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic Oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 459–462, 1999.
- GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: Impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, n. 4, p. 537–554, 2011.
- GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: Past Climate

Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene, Developments in Paleoen. In: F. Vimeux; F. Sylvestre; M. Khodri (Eds.); **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions**. Springer ed., p.159–191, 2009.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, 1998.

GRIMM, A. M.; P. L. SILVA DIAS. Analysis of Tropical-Extratropical Interactions with Influence Functions of a Barotropic Model. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 52, n. 20, p.3538-3555, 1995.

GRIMM, A. M.; REASON, C. J. C. Does the South American monsoon influence African rainfall? **Journal of Climate**, v. 24, n. 4, p. 1226–1238, 2011.

GRIMM, A. M.; REASON, C. J. C. Intraseasonal teleconnections between South America and South Africa. **Journal of Climate**, v. 28, n. 23, p. 9489–9497, 2015.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1589–1609, 2009.

HANSINGO, K.; REASON, C. J. C. Modelling the atmospheric response over southern Africa to SST forcing in the southeast tropical Atlantic and southwest subtropical Indian Oceans. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 7, p. 1001–1012, 2009. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.1919>>. .

HARRISON, M. S. J. A generalized classification of South African summer rain-bearing synoptic systems. **Journal of Climatology**, v. 4, n. 5, p. 547–560, 1984. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3370040510>>. .

HART, N. C. G.; REASON, C. J. C.; FAUCHEREAU, N. Cloud bands over southern Africa: Seasonality, contribution to rainfall variability and modulation by the MJO. **Climate Dynamics**, v. 41, n. 5-6, p. 1199–1212, 2013.

HENLEY, B. J.; GERGIS, J.; KAROLY, D. J.; et al. A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation. **Climate Dynamics**, , n. 1999, 2015.

HERMES, J. C.; REASON, C. J. C. Ocean model diagnosis of interannual coevolving SST variability in the South Indian and South Atlantic Oceans. **Journal of Climate**, v. 18, n. 15, p. 2864–2882, 2005.

HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 813–829, 1981.

INE. INSTITUTO NACIONAL DE ESTATISTICA. **Anuário Estatístico**. Maputo, 2014.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 1996.

KIJAZI, A. L.; REASON, C. J. C. Relationships between intraseasonal rainfall variability of coastal Tanzania and ENSO. **Theoretical and Applied Climatology**, v.

82, n. 3-4, p. 153–176, 2005.

L'HEUREUX, M. L.; THOMPSON, D. W. J. Observed Relationships between the El Niño – Southern Oscillation and the Extratropical Zonal-Mean Circulation. **Journal of Climate**, v. 19, n. 2002, p. 276–287, 2006.

LEVEY, K. M.; JURY, M. R. Composite intraseasonal oscillations of convection over Southern Africa. **Journal of Climate**, v. 9, n. 8, p. 1910–1920, 1996.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1972.

MANHIQUE, A. J.; REASON, C. J. C.; RYDBERG, L.; FAUCHEREAU, N. ENSO and Indian Ocean sea surface temperatures and their relationships with tropical temperate troughs over Mozambique and the Southwest Indian Ocean. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 1, p. 1–13, 2011.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. **Journal of oceanography**, v. 58, p. 35–44, 2002.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production *. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. January, p. 1069–1079, 1997.

MAPANDE, A. T.; REASON, C. J. C. Links between rainfall variability on intraseasonal and interannual scales over western Tanzania and regional circulation and SST patterns. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 89, n. 1-4, p. 215–234, 2005a.

MAPANDE, A. T.; REASON, C. J. C. Interannual rainfall variability over western Tanzania. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 10, p. 1355–1368, 2005b.

MCCARTHY, G. D.; HAIGH, I. D.; GRIST, J. P.; SMEED, D. A. Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations. **Nature**, p. 508–510, 2015.

MICOA. MINISTÉRIO PARA COORDENAÇÃO DA ACÇÃO AMBIENTAL (MICOA) DIRECÇÃO NACIONAL DE GESTÃO AMBIENTAL. **Programa de Acção Nacional de Adaptação às Mudanças Climáticas**. Maputo, 2007.

MO, K. C.; WHITE, G. H. Teleconnections in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 22–37, 1985.

PAEGLE, J. N.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal Modulation of South American Summer Precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 1983, p. 837–850, 2000.

POHL, B.; FAUCHEREAU, N.; RICHARD, Y.; ROUAULT, M.; REASON, C. J. C. Interactions between synoptic, intraseasonal and interannual convective variability over Southern Africa. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 7-8, p. 1033–1050, 2009.

POHL, B.; RICHARD, Y.; FAUCHEREAU, N. Influence of the Madden-Julian

oscillation on southern African summer rainfall. **Journal of Climate**, v. 20, n. 16, p. 4227–4242, 2007.

RAYNER, N. A.; PARKER, D. E.; HORTON, E. B.; et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D14, p. 4407, 2003.
Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002670>\n<http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD002670>\n<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1381116906013641>>. .

REASON, C. J. C. Subtropical Indian Ocean SST dipole events and southern Africa rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 11, p. 2225–2227, 2001.

REASON, C. J. C. Sensitivity of the southern African circulation to dipole sea-surface temperature patterns in the South Indian Ocean. **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 4, p. 377–393, 2002.

REASON, C. J. C.; ALLAN, R. J.; LINDESAY, J. A.; ANSELL, T. J. Enso and climatic signals across the Indian Ocean basin in the global context: Part I, Interannual composite patterns. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 11, p. 1285–1327, 2000.

REASON, C. J. C.; HACHIGONTA, S.; PHALADI, R. F. INTERANNUAL VARIABILITY IN RAINY SEASON CHARACTERISTICS. **International Journal of Climatology**, v. 1853, n. October, p. 1835–1853, 2005.

REASON, C. J. C.; JAGADHEESHA, D. A model investigation of recent ENSO impacts over southern Africa. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 89, n. 1–4, p. 181–205, 2005.

RICHMAN, M. B. Review Article. Rotation of Principal components. **Journal of Climatology**, v. 6, p. 293–335, 1986.

SAJI, N. H.; GOSWAMI, B. N.; VINAYACHANDRAN, P. N.; YAMAGATA, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, v. 401, n. 6751, p. 360–363, 1999.
Disponível em:
<<http://www.nature.com/nature/journal/v401/n6751/full/401360a0.html>\n<http://www.nature.com/nature/journal/v401/n6751/pdf/401360a0.pdf>>. .

SANTOS, M. H. S. DOS; VIANA, T. D. S.; LOPES, M. C.; AVELINO, M. R.; SILVA, W. F. DA. Sistemas Fotovoltaicos Conectados à Rede para Moçambique. , v. 1, n. 2, 2013.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular Modes in the Extratropical Circulation . Part I : Month-to-Month Variability . **Journal of Climate**, v. 13, n. 1999, p. 1000–1016, 2000.

TIQUE, A. T. **Análise da Climatologia Dinâmica da Variabilidade da Precipitação na Região Sudeste da África**, 119 pg. Dissertação em Ciências - Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2015.

VIEIRA, C.; FERRAZ, N.; ROQUE, S. **Cluster da água em Moçambique. Uma Estratégia Coletiva. Manual de Boas Práticas**. 2014.

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 784–812, 1981.

WANG, F. Subtropical dipole mode in the Southern Hemisphere: A global view. **Geophysical Research Letters**, v. 37, p. 1–4, 2010.

WHEELER, M. C.; HENDON, H. H. An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 8, p. 1917–1932, 2004.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2nd ed. 2006.

WORLD BANK. **Mozambique Country Water Resources Assistance Strategy: Making Water Work for Sustainable Growth and Poverty Reduction**. 2007.

ZHANG, C. Madden-Julian Oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 43, n. 2, p. RG2003, 2005. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2004RG000158>>. .