



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/07.11.11.19-TDI

**DINÂMICA DOS EPISÓDIOS PERSISTENTES DE
ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL E A
SUA RELAÇÃO COM A VARIABILIDADE
ATMOSFÉRICA NA ESCALA INTRASAZONAL**

Wendell Max Barbosa Fialho

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Manoel Alonso
Gan, aprovada em 18 de maio de
2022.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/478URJS>>

INPE
São José dos Campos
2022

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/07.11.11.19-TDI

**DINÂMICA DOS EPISÓDIOS PERSISTENTES DE
ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL E A
SUA RELAÇÃO COM A VARIABILIDADE
ATMOSFÉRICA NA ESCALA INTRASAZONAL**

Wendell Max Barbosa Fialho

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Manoel Alonso
Gan, aprovada em 18 de maio de
2022.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/478URJS>>

INPE
São José dos Campos
2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Fialho, Wendell Max Barbosa.

F441d Dinâmica dos episódios persistentes de Zona de Convergência do Atlântico Sul e a sua relação com a variabilidade atmosférica na escala intrasazonal / Wendell Max Barbosa Fialho. – São José dos Campos : INPE, 2022.

xxiv + 116 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/07.11.11.19-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2022.

Orientador : Dr. Manoel Alonso Gan.

1. ZCAS. 2. OMJ. 3. Variabilidade intrasazonal. 4. Meteorologia tropical. 5. Precipitação. I.Título.

CDU 551.584.2:551.540.411.3



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

DEFESA FINAL DE TESE WENDELL MAX BARBOSA FIALHO BANCA Nº 116/2022 , REG. 129933/2016.

No dia 18 de maio de 2022, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi **APROVADO(A)** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca e revisão final pelo(s) orientador(es).

Título: " Dinâmica dos Episódios Persistentes de Zona de Convergência do Atlântico Sul e a sua Relação com a Variabilidade Atmosférica na Escala Intrasazonal".

Membros da Banca:

Dr. Dirceu Luis Herdies – Presidente – INPE/PGMET

Dr. Manoel Alonso Gan – Orientador – INPE/PGMET

Dr. Marcelo Enrique Seluchi – Membro Interno – CEMANDE/PGMET

Dra. Leila Maria Vespoli de Carvalho – Membro Externo – ERI/UCSB

Dr. Mário Francisco Leal de Quadro – Membro Externo – IFSC

Dra. Maria Luciene Dias de Melo – Membro Externo – ICAT/UFAL



Documento assinado eletronicamente por **Manoel Alonso Gan, Pesquisador**, em 24/05/2022, às 09:13 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Mario francisco Leal de quadro (E), Usuário Externo**, em 24/05/2022, às 09:47 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Dirceu Luís Herdies, Pesquisador**, em 24/05/2022, às 12:39 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Marcelo Enrique Seluchi, Coordenador-Geral de Operações e Modelagens**, em 24/05/2022, às 14:39 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Leila Maria vespoli de carvalho (E), Usuário Externo**, em 24/05/2022, às 17:04 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Maria Luciene dias de melo (E), Usuário Externo**, em 26/05/2022, às 11:12 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **9839567** e o código CRC **ED122482**.

“Alagoas não procria escravos: Vence ou morre!... Mas sempre de pé!”

LUIZ MESQUITA
em *“Hino Oficial do Estado de Alagoas”*, 1894

*Aos meus avós maternos **Luís Venceslau e Maria
Ferreira Barbosa** in memoriam, que me ensinou o
caminho da vida através da educação.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha família em especial a minha mãe por ser exemplo de mulher guerreira e sonhar os meus sonhos juntamente comigo. Ao seu esposo, J. Soares, por todo o apoio e suporte para além do doutorado. Sempre serei grato a vocês.

A minha grande companheira Lidiane Borges, por todo apoio incondicional nas horas mais difíceis dessa trajetória. Vale mencionar aqui o meu “filho” Noah que me enche de orgulho.

Agradeço imensamente ao Dr. Manoel Gan, que soube lidar com as minhas dificuldades e angústias, mas principalmente pela excelente orientação, conhecimento transmitido e paciência durante todos esses anos. Além da relação profissional, estabelecemos uma relação de amigos em que eu tenho o máximo respeito e consideração. Por tudo isso, muito obrigado, Professor.

Meus agradecimentos à Dra. Leila Carvalho, por ter vestido a “camisa” e ter colaborando tanto desde o início deste trabalho. Com uma gentileza ímpar desde a nossa primeira troca de e-mail até nos conhecermos pessoalmente na Universidade da Califórnia, Santa Barbara (UCSB). Com certeza foi decisiva para o êxito do trabalho.

Externo os meus agradecimentos ao Dr. Dirceu Herdies, que me acompanhou ao longo de todo o período que estive na PGMET, onde participou de todas as minhas bancas. Sempre de maneira acessível me recebeu em sua sala. Vejo a nossa relação para além de professor-aluno, mas sim de amigos.

Agradeço ao Dr. Mário Quadro por todo o empenho que teve na primeira etapa deste estudo, onde sua colaboração foi fundamental para a geração dos primeiros resultados.

Ao Sandro Veiga e Joao Chinchay por todo o suporte computacional quando necessário, além de Felipe Luciani pela contribuição com as ilustrações.

À banca examinadora, composta pela Dra. Leila Carvalho, Dr. Dirceu Herdies, Dr. Mário Quadro, Dr. Marcelo Seluchi e Dra. Luciene Melo, pela pronta disponibilidade em analisar este trabalho, além das valiosas e pertinentes sugestões visando o enriquecimento deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos nos primeiros anos do curso de doutorado, sob o código de financiamento 001.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), processo n° 140710/2018-3, que viabilizou a execução da pesquisa através do suporte financeiro proporcionado.

A todos aqueles que de maneira direta ou indireta contribuíram para minha experiência de vida e acadêmica no cumprimento dessa etapa.

RESUMO

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um importante componente do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS). Caracteriza-se por uma banda convectiva persistente com orientação noroeste-sudeste que se estende desde a América do Sul tropical até o sudoeste do Atlântico Sul. A ZCAS exibe uma notável variabilidade espacial e temporal e desempenha um papel crítico na regulação da intensidade e dos totais de precipitação para milhões de pessoas que vivem na América do Sul. Este estudo investiga os mecanismos que explicam os eventos de ZCAS de longa duração (superior a 7 dias) que muitas vezes causam inundações e deslizamentos de terra. O período de análise se estende de outubro de 1996 a abril de 2014. Para investigar o potencial de previsão subsazonal desses eventos, este estudo se concentra nos mecanismos de escalas temporais intrasazonais (20-90 dias). Foi mostrado que os eventos de ZCAS de longa duração são precedidos por um trem de ondas de Rossby semi-estacionário de latitude média com estrutura barotrópica equivalente curvando-se para o equador após cruzar latitudes subtropicais da América do Sul. Uma característica distinta desses eventos é a intensificação do par de crista-cavado em latitudes médias sobre o Oceano Antártico próximo ao Chile precedendo os eventos. Anomalias ciclônicas persistentes associadas ao trem de ondas sobre o oeste do Oceano Atlântico Sul organizam o ramo oceânico da ZCAS de seis a sete dias antes dos eventos. Concomitantemente, uma região persistente com anomalias negativas de TSM surge na parte sul da ZCAS (entre 50°S-30°S) adjacente à costa da América do Sul, e provavelmente contribuirá para manter a circulação ciclônica e intensificar a ZCAS oceânica, intensificando os ventos de oeste em sua direção ao equador. A ZCAS continental então se intensifica, acompanhada por circulação anômala ciclônica, anomalias do vento de oeste e transporte de umidade sobre o continente. Consequentemente, a convecção aumenta sobre o continente e a ZCAS se mantém ativa por longos períodos. Embora eventos mais curtos da ZCAS (4 dias) também estejam associados à propagação de trens de ondas de latitude média, sua natureza transitória leva a efeitos de acoplamento distintos. Essas observações são relevantes para a previsão de eventos ZCAS de longa duração. Quantitativamente a relação entre a OMJ e ZCAS não ficou clara, isto é, a OMJ ativa ou inativa não apresentou influência no aumento significativo da presença de episódios de ZCAS de longa duração, uma vez que os valores de ocorrências de ZCAS para OMJ ativa e inativa são próximos. Porém, analisando a dinâmica da ZCAS, observou-se que houve uma resposta da convecção associada a eventos de ZCAS de longa duração em relação as respectivas fases da OMJ.

Palavras-chave: ZCAS. OMJ. Variabilidade Intrasazonal. Meteorologia Tropical. Precipitação. TSM.

DYNAMICS OF PERSISTENT EPISODES IN THE SOUTH ATLANTIC CONVERGENCE ZONE AND THEIR RELATIONSHIP WITH ATMOSPHERIC VARIABILITY ON THE INTRASEASONAL SCALE

ABSTRACT

The South Atlantic Convergence Zone (SACZ) is an important component of the South American Monsoon System (SAMS). It is characterized by a persistent convective band with Northwest-Southeast orientation extending from tropical South America to Southwestern South Atlantic. The SACZ exhibits remarkable spatial and temporal variability and plays a critical role in regulating precipitation intensity and totals for millions of people living in South America. This study investigates mechanisms explaining long-term SACZ events (longer than 7 days) that often cause floods and landslides. The period of analysis extends from October 1996 to April 2014. To investigate the potential for subseasonal forecast of these events, this study focuses on mechanisms on intraseasonal time-scales (20-90 days). It has been shown that long-term SACZ events are preceded by a semi-stationary midlatitude Rossby wave-train with equivalent barotropic structure that turns equatorward after crossing subtropical latitudes of South America. One distinctive feature of these events is the intensification of the pair ridge-trough in midlatitudes over the Southern Ocean next to Chile preceding the events. Cyclonic persistent anomalies associated with the wave train over the western South Atlantic Ocean organize the SACZ oceanic branch six to seven days before the events. Concomitantly, a persistent region with negative SST anomalies emerges on the southern flank of the SACZ (between 50°S-30°S) adjacent to the South America coast, and likely contribute in maintaining the cyclonic circulation and intensify the oceanic SACZ, strengthening the westerlies on its equatorward side. The continental SACZ then intensifies, accompanied by anomalous cyclonic circulation, westerly wind anomalies and moisture transport over land. Consequently, convection increases over the continent and the SACZ maintains active for long periods. Although shorter SACZ events (4 days) are also associated with the propagation of midlatitude wave-trains, their transient nature leads to distinct coupling effects. These observations are relevant for predicting long-lasting SACZ events. Quantitatively, the relationship between MJO and SACZ was not clear, that is, active or inactive MJO had no influence on the significant increase in the presence of long-term SACZ episodes, since the values of occurrences of SACZ for active and inactive MJO are close. However, analyzing the SACZ dynamics, it was observed that there was a convection response associated with long-term SACZ events in relation to the respective MJO phases.

Keywords: SACZ. MJO. Intraseasonal Variability. Tropical Meteorology. Precipitation. SST.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
<p>2.1 Modelo esquemático das principais características dinâmicas da ZCAS. Em baixos níveis (850 hPa): ROL ($W.m^{-2}$) em sombreado e vento ($m.s^{-1}$) em vetor; médios níveis (500 hPa): ω ($hPa.s^{-1}$) em sombreado e altura geopotencial ($J.kg^{-1}$) em contorno; altos níveis (200 hPa): Divergência horizontal do vento (s^{-1}) em sombreado e linhas de corrente.</p>	10
<p>2.2 Representação esquemática da variação espacial e temporal dos distúrbios associados com a oscilação de 40 a 50 dias. As datas são representadas simbolicamente por letras à esquerda de cada estágio da figura e correspondem às datas associadas com a oscilação na pressão à superfície na Ilha Canton. A letra A refere-se ao período de baixa pressão na Ilha Canton e a letra E é o período de mais alta pressão. As outras letras representam períodos intermediários. As oscilações na pressão são representadas na parte inferior de cada estágio onde as anomalias negativas (positivas) estão preenchidas com a cor vermelha (azul). As células de circulação são baseadas nas oscilações do vento zonal médio. As regiões com convecção são indicadas esquematicamente por nuvens cumulus e cumulonimbus.</p>	17
<p>2.3 Diagrama esquemático de uma fase da OMJ quando o aumento da atividade convectiva ocorre sobre o oceano Índico. A ascensão do ar da convecção é representada pelos vetores verticais em 500 mb. A entrada do fluxo de oeste nos baixos níveis para o aumento da convecção e a saída do fluxo de leste nos altos níveis são representadas pelos vetores horizontais. Anticiclones (A) e ciclones (C) são também mostrados. Supressão da atividade convectiva precede o aumento a leste.</p>	19
<p>2.4 Compostos de anomalias de ROL e vento em 850 hPa para os meses DJF. Os níveis de sombreado representam anomalias de ROL menores que 27,5, 215, 222,5 e 230 $W.m^{-2}$, respectivamente, e os níveis de hachurados representam anomalias de ROL maiores que 7,5, 15 e 22,5 $W.m^{-2}$, respectivamente. Os vetores em preto indicam anomalias do vento que são estatisticamente significativas a um nível de confiança de 99%, com base no teste t de Student. No canto inferior direito é mostrado o número da fase, o número de dias (pontos) em cada fase e a magnitude do maior vetor.</p>	22

2.5	Diagrama de espaço-fase do índice RMM, de Wheeler e Hendon (2004), mostrando as 8 fases (quadrante) e a magnitude (distância do centro) da OMJ de 1 de junho de 1974 a 31 de março de 2014. As cores indicam limites de atividade da OMJ: Inativa (IN) (azul, $RMM < 1,0$), Ativa (A) (verde, $RMM \geq 1,0$ e $< 1,5$), Muito Ativa (MA) (marrom, $RMM \geq 1,5$ e $< 2,5$) e Extremamente Ativa (EA) (vermelho, $RMM \geq 2,5$).	23
4.1	Distribuição de frequência mensal dos eventos de ZCAS (32 eventos) com persistência > 7 dias filtrados na banda espectral 20-90 dias para o período de 1996-2014 para os meses de ONDJFMA. O número total de eventos em cada mês é mostrado entre parênteses.	42
4.2	Variabilidade interanual dos eventos de ZCAS com persistência > 7 dias filtrados na banda espectral 20-90 dias para o período de 1996-2014 para os meses de ONDJFMA. Os números acima de cada coluna indicam o número de eventos de ZCAS. EN, LN e N entre parênteses acima das barras representa anos de El Niño (em vermelho), La Niña (em azul) e Neutro (em cinza) para cada período, respectivamente.	44
4.3	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($W.m^{-2}$) e vento em 850 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	48
4.4	Igual à Figura 4.3, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.	49
4.5	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) para a componente do vento meridional (v) em 200 hPa ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	52
4.6	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($W.m^{-2}$) e vento em 200 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	53

4.7	Igual à Figura 4.6, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.	54
4.8	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) para a componente do vento zonal (u) em 200 hPa ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	56
4.9	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de altura geopotencial em 300 hPa (sombreado) (mgp) e vento em 850 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	58
4.10	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) para TSM ($^{\circ}C$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	63
4.11	Igual à Figura 4.10, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.	64
4.12	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($W.m^{-2}$) e vento em 850 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$) para eventos com persistência de 4 dias. Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	68
4.13	Igual à Figura 4.12, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.	69
4.14	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($W.m^{-2}$) e vento em 200 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$) para eventos com persistência de 4 dias. Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	70
4.15	Igual à Figura 4.14, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.	71

4.16	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de altura geopotencial em 300 hPa (sombreado) (m _{gp}) e vento em 850 hPa (vetor) (m.s ⁻¹) para eventos com persistência de 4 dias. Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (<i>u,v</i>) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	72
4.17	Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de TSM (°C) para eventos com persistência de 4 dias. Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.	75
4.18	Igual à Figura 4.17, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.	76
4.19	Diagrama esquemático das principais características dos episódios de ZCAS de longa duração. Superfície: anomalias quentes (vermelho) e frias (azul) de TSM; 850 hPa: circulação anômala ciclônica (azul) e anticiclônica (vermelho), subsidência compensatória ao sul da ZCAS (marrom) indicada pelas setas marrom, a ZCAS é representada pela cobertura de nuvens; 300 hPa: trem de ondas representado pelas anomalias negativas (circulação ciclônica em azul) e positivas (circulação anticiclônica em vermelho) de altura geopotencial; 200 hPa: circulação anômala anticiclônica (vermelho). Linhas pontilhadas representam a relação das circulações entre os níveis.	79
4.20	Igual à Figura 4.19, mas para episódios de ZCAS com persistência de 4 dias.	80
4.21	Composto de ROL (W.m ⁻²) dos casos de ZCAS que ocorreram nos meses de ONDJFMA entre 1996/1997 a 2013/2014. O retângulo branco mostra a região da ZCAS utilizada no cálculo de densidade espectral. A área é delimitada pelos pontos 17°S – 12°S e 47°W – 39°W.	82
4.22	Densidade espectral média de ROL dos 18 espectros dos verões estendidos ONDJFMA entre 1996/1997 a 2013/2014 (linha preta contínua) na região da ZCAS em 17°S – 12°S e 47°W – 39°W. Linha cinza contínua representa o nível de confiança de 95%, linha cinza tracejada representa o nível de confiança de 90% e linha vermelha refere-se ao espectro do ruído vermelho de fundo.	83

4.23	Porcentagem dos eventos de ZCAS de longa duração durante a OMJ ativa e inativa. O número entre parênteses representa o número total de eventos.	85
4.24	Dias de ZCAS relativos a todos os eventos que ocorreram durante cada fase da OMJ ativa. O número entre parênteses representa o número total de eventos.	87
4.25	Compostos das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de precipitação (sombreado) (mm.dia^{-1}) e vento em 850 hPa (vetor) (m.s^{-1}). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. O número de dias em cada fase da OMJ ativa é mostrado no canto superior direito de cada figura.	90
4.25	Conclusão.	91

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMSR	–	Advanced Microwave Scanning Radiometer
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AVHRR	–	Advanced Very High Resolution Radiometer
CBM	–	Confluência Brasil-Malvinas
CDR	–	Climate Data Record Program
CFSR	–	Climate Forecast System Reanalysis
CFSv2	–	Climate Forecast System Versão 2
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	–	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EN	–	El Niño
ENOS	–	El Niño-Oscilação Sul
EOF	–	Empirical Orthogonal Functions
FFT	–	Fast Fourier Transform
GFDL	–	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GOES	–	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPCP	–	Global Precipitation Climatology Project
GSFC	–	Goddard Space Flight Center
HIRS	–	High Resolution Infrared Radiation Sounder
IBGE	–	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ION	–	Índice Oceânico Niño
JBNAS	–	Jato de Baixos Níveis da América do Sul
JJA	–	Junho, Julho e Agosto
LN	–	La Niña
MCGA	–	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MERRA	–	Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications
MJO	–	Madden-Julian Oscillation
MOM	–	Modular Ocean Model
MOM4p0d	–	Modular Ocean Model Versão 4p0d
NASA	–	National Aeronautics and Space Administration
NASAEOS	–	NASA Earth Observing System
NCEP	–	The National Centers for Environmental Prediction
OLR	–	Outgoing Longwave Radiation
OMJ	–	Oscilação de Madden-Julian
ONDJFMA	–	Outubro, Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março e Abril
PSA	–	Pacific-South American
RMM	–	Real Time Multivariate Madden-Julian Oscillation
ROL	–	Radiação de Onda Longa
SMAS	–	Sistema de Monção da América do Sul

SON	–	Setembro, Outubro e Novembro
TIROS	–	Television and Infrared Observation Satellite
TOVS	–	Operational Vertical Sounder
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
u	–	Componente Zonal do Vento Horizontal
v	–	Componente Meridional do Vento Horizontal
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	–	Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	4
1.2 Hipótese e objetivos	4
1.3 Organização do trabalho	5
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS	7
2.2 Oscilação de Madden-Julian – OMJ	15
2.2.1 Índice Real Time Multivariate MJO – RMM	19
2.3 Interação remota entre a OMJ e a ZCAS	24
3 DADOS E METODOLOGIA	29
3.1 Dados	29
3.1.1 Reanálises	29
3.1.2 Radiação de Onda Longa – ROL	30
3.1.3 Precipitação	32
3.1.4 Temperatura da Superfície do Mar – TSM	32
3.2 Metodologia	33
3.2.1 Definição dos episódios de ZCAS	33
3.2.2 Variabilidade interanual dos episódios de ZCAS	34
3.2.3 Cálculo das anomalias, filtragem e significância estatística dos compostos	34
3.2.3.1 Anomalias	34
3.2.3.2 Filtro de separação da escala intrasazonal	35
3.2.3.3 Significância estatística	37
3.2.4 Compostos defasados	38
3.2.5 Atividade da OMJ	38
4 RESULTADOS	41
4.1 Variabilidade sazonal e interanual dos episódios de ZCAS	41
4.2 Análise dos compostos defasados	45
4.2.1 Mecanismos dinâmicos em baixos e altos níveis	45
4.2.2 Relações com a TSM	59
4.2.3 Episódios de ZCAS com persistência de 4 dias	65

4.3	Relação entre ZCAS e OMJ	81
4.3.1	Espectro de potência e ZCAS	81
4.3.2	Atividade da OMJ e ZCAS	84
4.3.3	Fases da OMJ e ZCAS	86
5	CONCLUSÕES	93
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99
	APÊNDICE A - EPISÓDIOS DE ZCAS DE LONGA DURAÇÃO .	115

1 INTRODUÇÃO

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um sistema meteorológico que afeta de forma direta a América do Sul subtropical e parte do Oceano Atlântico Sudoeste, tratando-se como uma das principais componentes do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (ZHOU; LAU, 1998). Este fenômeno prolonga-se do centro-sul da Amazônia, passando pelas regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro-sul da Bahia e norte do Estado do Paraná até alcançar o Oceano Atlântico sudoeste (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; FERREIRA et al., 2004; JORGETTI, 2008; CARVALHO; JONES, 2009; BOMBARDI et al., 2014a).

Gonzalez e Vera (2014) e Vera et al. (2018) mostraram que a atividade do dipolo da América do Sul na banda 30-90 dias é fortemente influenciada pela Oscilação de Madden-Julian (OMJ) e está ligada à convecção tropical através de trens ondas de Rossby em altos níveis da troposfera, cuja trajetória é em forma de arco ao longo do Pacífico Sul. Segundo Mo e Higgins (1998), o desenvolvimento do trem de ondas de Rossby, forçado pela atividade convectiva nos trópicos relacionada à OMJ, influencia a variabilidade intrasazonal sobre a América do Sul. Essa interação entre trópicos e extratropicais está frequentemente associada ao desenvolvimento do padrão atmosférico Pacífico-América do Sul (PSA, sigla em inglês). Segundo Castro e Cavalcanti (2006), a posição da ZCAS mais ao sul pode estar sob influência do padrão PSA. Por outro lado, a OMJ pode exercer influência no posicionamento da ZCAS quando esta se localiza mais a norte, podendo desencadear um trem de ondas sobre os Oceanos Atlântico Sul e Índico. Ainda sugerem que quando os sistemas de alta frequência (sistemas frontais) e de frequência intrasazonal (PSA e OMJ) estão em fase, são capazes de estabelecer condições apropriadas para o desenvolvimento de um episódio de ZCAS.

Vale ressaltar o importante papel que as anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) desempenham no transporte de umidade do oceano para o continente

que sustenta a ZCAS. Através de experimentos numéricos, [Chaves e Nobre \(2004\)](#), [Grimm et al. \(2007\)](#), [Nobre et al. \(2012\)](#) e [Jorgetti et al. \(2014\)](#) sugerem que o Oceano Atlântico é responsável por contribuir para o aquecimento do ar na camada limite atmosférica sobre o oceano, provocando a convergência de massa nesta região. [Robertson e Mechoso \(2000\)](#) encontraram a intensificação da ZCAS em escala interanual está associada com anomalias negativas de TSM acima de 30°S. [Nobre et al. \(2012\)](#) mostraram que a intensificação da ZCAS tende a causar um resfriamento da TSM na região sob o sistema devido à diminuição da incidência solar na superfície oceânica, causando anomalias negativas ou a desintensificação de anomalias positivas pré-existentes. [Robertson e Mechoso \(2000\)](#) e [Nobre et al. \(2012\)](#) argumentam em seus estudos que a parte oceânica da ZCAS ocorre preferencialmente sobre as águas superficiais do Oceano Atlântico Sudoeste mais frias, uma vez que a ZCAS já se encontre estabelecida, a presença da banda de nebulosidade condicionaria o resfriamento de águas superficiais do Oceano Atlântico Sudoeste devido à atenuação na chegada de radiação de ondas curtas na superfície oceânica, atribuída tanto à presença de nuvens como à entrada de água doce proveniente da precipitação no oceano. Entretanto, segundo [Pezzi et al. \(2016\)](#), este fato seria um contraponto ao que acontece na região equatorial aonde ocorre a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Esta última, acompanha as águas superficiais mais quentes, resultando então em um modo termal acoplado direto, ou seja, na região onde o oceano fornece mais calor para atmosfera ocorre uma maior convecção, caracterizando assim a ZCIT. [Pezzi et al. \(2022\)](#) investigaram as relações entre a ZCAS oceânica e a TSM do Atlântico e propuseram dois mecanismos de acoplamento distintos: termodinâmico e dinâmico. O mecanismo termodinâmico é responsável pelo impacto direto da nebulosidade na incidência de radiação de ondas curtas que resulta no resfriamento da TSM, conforme discutido por [Chaves e Nobre \(2004\)](#), [De Almeida et al. \(2007\)](#) e [Nobre et al. \(2012\)](#). O mecanismo dinâmico, segundo [Pezzi et al. \(2022\)](#), é um tipo de acoplamento mais complexo e envolve interações entre ventos e a camada limite

oceânica.

No ano de 2014, a ausência da ZCAS culminou em uma crise hídrica sem precedentes. Levando à escassez de água em São Paulo, a cidade mais populosa da América do Sul. Fato semelhante ocorreu durante o verão de 2001, onde o déficit de precipitação nas regiões Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil causou uma séria crise energética em boa parte do Brasil (TASCHETTO; WAINER, 2008). A ausência da ZCAS tem efeito direto na agricultura significando uma menor produção, implicando no aumento do preço dos alimentos e gerando um impacto negativo na economia. Segundo Rodrigues et al. (2019), durante a crise hídrica ocorrida em 2014, houve uma redução da produção do café brasileiro, o que levou à escassez global e um aumento dos preços em todo o mundo. Na indústria, a baixa produtividade está diretamente associada à geração de energia, já que por sua vez, o Sudeste do Brasil caracteriza-se por ser a região do país com a maior densidade populacional com aproximadamente 90 milhões de habitantes e responsável por mais de 50% do produto interno bruto brasileiro, sendo, portanto, a mais industrializada e com isso a maior consumidora de água e energia elétrica (IBGE, 2018; IBGE, 2020). Embora ressalta-se que situações de seca não se devem apenas a ausência de episódios de ZCAS.

Por outro lado, além dos prejuízos econômicos com a ausência da ZCAS, há prejuízos sociais quando a ZCAS está ativa, já que uma das principais consequências da atuação da ZCAS é a ocorrência dos altos índices pluviométricos. As grandes cidades, por terem uma concentração populacional maior acabam se tornando vulneráveis, principalmente nos danos às propriedades, bem como a perda de vidas humanas. Barcellos et al. (2016), relacionou o perigo potencial de sistemas meteorológicos com os 35 desastres naturais ocorridos na cidade de Duque de Caxias, no Estado do Rio de Janeiro e identificou que 57% deles foram associados à ZCAS. Neste estudo ressalta-se 2 episódios de ZCAS que apresentaram uma longa persistência. O primeiro desses eventos, causou deslizamento de terra e ocorreu entre os

dias 10/01/2004 até 20/01/2004, provocando 269 desabrigados, 1268 desalojados e 3 mortes. Já o segundo caso, provocou inundação e ocorreu entre os dias 11/12/2013 até 26/12/2013, causando 7.000 desalojados e 2 mortes. Ferraz (2000), fez uma comparação para os períodos que ocorrem deslizamento de terra no Estado de São Paulo e eventos extremos que tiveram relação com a ZCAS entre os anos de 1965 e 1990. Notou-se que grande parte dos episódios de deslizamentos estão relacionados a máximos de precipitação na ZCAS antecedendo ou durante o desastre.

1.1 Motivação

Contribuir para a prevenção de desastres naturais ocasionados tanto pela ausência quanto pela presença da ZCAS. A ausência acarreta em crises hídricas e a presença impacta diretamente a população mais vulnerável, trazendo danos às propriedades, bem como a perda de vidas humanas.

1.2 Hipótese e objetivos

A hipótese a ser considerada nesta tese é a seguinte:

Os padrões de circulação em baixos e altos níveis, além da TSM do Oceano Atlântico tropical, estão associados com a convecção e manutenção de episódios de ZCAS de longa duração na escala de tempo intrasazonal, bem como a sua possível interação com sistemas remotos (OMJ) que estariam modulando a intrasazonalidade desses episódios.

Para verificar esta hipótese, consideram-se como objetivos principais desta tese:

- 1) Compreender os mecanismos atmosféricos físicos e dinâmicos, isto é, circulação e convecção, que influenciam os episódios de ZCAS de longa duração (superior a 7 dias) em escala de tempo intrasazonal (20-90 dias) e 2) Investigar também a contribuição da OMJ na manutenção desses eventos.

Para tais objetivos principais, faz-se necessária a execução de etapas intermediárias que são os objetivos específicos:

- Avaliar a dinâmica dos episódios de ZCAS longa duração através da convecção e circulação em altos e baixos níveis;
- Analisar a relação dos padrões das anomalias de TSM com a convecção associada aos casos de ZCAS de longa duração;
- Comparar a dinâmica dos eventos de ZCAS de longa duração com episódios curtos, cuja duração é de apenas 4 dias;
- Identificar associações remotas da atividade ou inatividade da OMJ com os eventos de ZCAS de longa duração.

1.3 Organização do trabalho

A tese divide-se em 5 capítulos. Além do Capítulo 1 referente a introdução, no Capítulo 2 faz-se uma revisão bibliográfica sobre a ZCAS no tocante a sua definição, formação, variabilidade espacial e temporal, além das influências locais e remotas. Os dados utilizados e a metodologia aplicada para se obter os resultados pretendidos são descritos no Capítulo 3. No Capítulo 4 são apresentadas e discutidas as análises das composições defasadas do padrão da dinâmica atmosférica associada aos eventos de ZCAS, bem como a relação entre esses casos e a OMJ. As conclusões deste trabalho encontram-se no Capítulo 5.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo aborda inicialmente as características gerais da ZCAS, sobretudo no tocante da sua formação, definição, duração, bem como os critérios de identificação. Posteriormente é apresentado o papel da influência local sobre a ZCAS, relacionado principalmente com o Oceano Atlântico Sudoeste e a presença dos Andes. Em relação as influências remotas, são discutidos os aspectos gerais da OMJ e os efeitos da propagação desta oscilação intrasazonal associados com a manifestação da ZCAS.

2.1 Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS

A ZCAS é um sistema meteorológico que afeta de forma direta a América do Sul subtropical e parte do Oceano Atlântico Sudoeste, tratando-se de uma das principais componentes do SMAS, podendo ser definida como uma banda de convecção ativa com elevadas taxas de precipitação em uma faixa com orientação noroeste-sudeste, que se prolonga do centro-sul da Amazônia, regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro-sul da Bahia, norte do Estado do Paraná e prolonga-se até o Oceano Atlântico Sudoeste (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; FERREIRA et al., 2004; JORGETTI, 2008), devendo persistir por pelo menos 4 dias consecutivos. Embora ressalta-se que segundo Naccarato et al. (2011), a ZCAS não é um sistema meteorológico totalmente convectivo, apresentando uma parte estratiforme que implica em uma menor atividade de raios na região que este sistema atua.

É possível observar a ZCAS nos campos de radiação de onda longa (ROL) (KODAMA, 1992; LIEBMANN et al., 1999). Em campos médios mensais de ROL, a ZCAS caracteriza-se por uma banda convectiva com valores mínimos de ROL conectada à Amazônia, onde a convecção é mais intensa nos meses do verão austral, isto é, dezembro, janeiro e fevereiro (DJF). Em imagens de satélite é observada através do canal infravermelho como sendo uma banda de nebulosidade situada sobre os Estados da região Sudeste do Brasil e parte do Oceano Atlântico Sul durante um

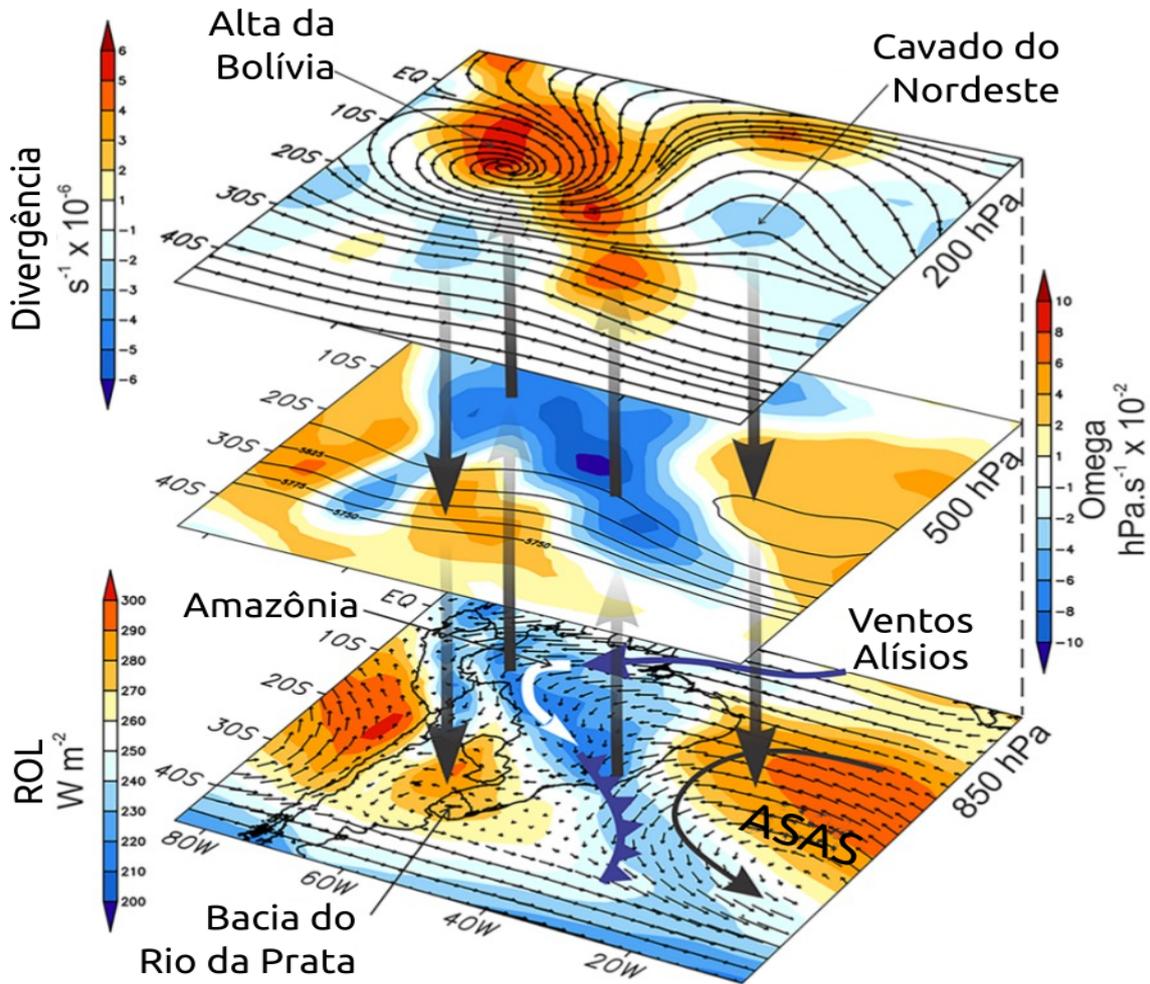
período de 4 a 20 dias (FIGUEROA et al., 1995; FIGUEROA, 1997; CARVALHO et al., 2002; SIQUEIRA; MACHADO, 2004; NINOMIYA, 2007).

Além das imagens de satélite e dos campos de ROL, existe também um critério dinâmico para a definição da ZCAS com eventos, cujo tempo mínimo são 4 dias de duração. Esses critérios são: 1) nebulosidade persistente em imagens de satélite; 2) convergência de umidade em 850 hPa; 3) forte gradiente de temperatura potencial equivalente (θ_e) em médios níveis; 4) um cavado em 500 hPa a oeste da região de convergência na superfície; 5) movimentos verticais ascendentes organizados no sentido noroeste-sudeste na média troposfera e 6) faixa de vortacidade anticiclônica e de divergência em altos níveis (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; SANCHES, 2002; AMBRIZZI; FERRAZ, 2015).

Há algumas características dinâmicas que são observadas durante episódios de ZCAS e são representadas na Figura 2.1. O aumento da convecção sobre o continente durante o verão, leva a presença do anticiclone da alta troposfera, isto é, a Alta da Bolívia (SILVA DIAS et al., 1983), acompanhada por um vórtice ciclônico ou um cavado sobre a região Nordeste do Brasil, geralmente observado em 200 hPa (KOUSKY; GAN, 1981). A convergência de umidade ocorre próxima à superfície, sustentada pelos ventos alísios do Atlântico e pelo transporte de umidade da região amazônica em direção a América do Sul tropical, favorecendo o enfraquecimento do fluxo de umidade de norte em baixos níveis sobre o norte da Argentina, caracterizando, portanto, o dipolo de precipitação da América do Sul, (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; HERDIES et al., 2002). Além disso, a configuração de um episódio de ZCAS é desencadeado pela presença de um sistema frontal associado a um cavado a leste dos Andes em 500 hPa. A posição da zona de convergência também responde a distúrbios remotos na região da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), como discutido por Grimm e Silva Dias (1995). A região da ZCAS é caracterizada por baixos valores de ROL que estão associados à convecção, valores negativos de omega em 500 hPa,

indicando a presença de movimentos verticais ascendentes e divergência em altos níveis. Por outro lado, na região da Bacia do Rio da Prata é observada convergência em 200 hPa, valores positivos de omega em 500 hPa, indicando movimentos verticais descendentes e altos valores de ROL próximo à superfície que estão associados à supressão da convecção. A região de subsidência é localizada a sudoeste da banda de nebulosidade associada à ZCAS, como uma resposta à intensa convecção nas regiões da Amazônia e ZCAS (GANDU; SILVA DIAS, 1998), porém, também influenciada por outras fontes de calor tropicais, de acordo com o padrão de dipolo da precipitação entre a Bacia do Rio da Prata e a região da ZCAS (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; MARENGO et al., 2004; LIEBMANN et al., 2004).

Figura 2.1 - Modelo esquemático das principais características dinâmicas da ZCAS. Em baixos níveis (850 hPa): ROL (W.m^{-2}) em sombreado e vento (m.s^{-1}) em vetor; médios níveis (500 hPa): ω (hPa.s^{-1}) em sombreado e altura geopotencial (J.kg^{-1}) em contorno; altos níveis (200 hPa): Divergência horizontal do vento (s^{-1}) em sombreado e linhas de corrente.



Fonte: Adaptada de Nielsen et al. (2019).

De acordo com [Kodama \(1992\)](#), a ZCAS se forma ao longo do jato subtropical a leste de um cavado quase-estacionário situado no sudeste da banda de convecção associada à monção. Além disso, caracteriza-se pelo intenso gradiente horizontal de temperatura e gradiente de umidade em baixos níveis. [Carvalho et al. \(2004\)](#) mostraram que a intensidade da ZCAS pode ser considerada independente da sua extensão sobre o oceano, isto é, pode-se observar intensa e persistente atividade convectiva sobre o continente, sem necessariamente haver uma atividade convectiva sobre o oceano. Também é possível acontecer o contrário, ou seja, a ocorrência de uma atividade convectiva sobre o oceano independentemente do que é observado sobre o interior do continente. Além disso, podem ser precedidas de propagação de distúrbios sinóticos nas latitudes médias, tais como as frentes frias.

[Kodama \(1992\)](#), [Kodama \(1993\)](#) e [Barreiro et al. \(2002\)](#) sugeriram que a ZCAS, bem como outras zonas de convergências subtropicais, como é o caso da ZCPS, aparecem quando duas condições necessárias na circulação de latitudes médias são satisfeitas: 1) a presença do escoamento em altos níveis do jato subtropical em latitudes subtropicais ($35^{\circ} - 30^{\circ}\text{S}$), e 2) o escoamento no sentido dos polos em baixos níveis que prevalece ao longo da borda oeste das altas subtropicais. Caso essas condições não sejam satisfeitas, a zona de convergência é enfraquecida, portanto, havendo uma baixa taxa de precipitação. Isso se deve ao escoamento em baixos níveis no sentido dos polos que intensifica a convergência de umidade, juntamente com o jato subtropical que leva a uma condição favorável ao desenvolvimento da frontogênese e da instabilidade convectiva. Essas condições geralmente são satisfeitas no verão austral, juntamente com o desenvolvimento de uma baixa termicamente quente (Baixa do Chaco), intensificando o escoamento em direção aos polos no lado leste do continente.

[Quadro \(1994\)](#) observou que a ZCAS pode apresentar variações quanto ao seu posicionamento dentro de uma mesma estação. Geralmente, durante o início do verão

austral a ZCAS estaciona em regiões mais ao norte do continente, e até o final do verão, ela tende a estacionar mais ao sul. Segundo [Quadro \(1994\)](#), acredita-se que variações na localização da Alta da Bolívia, do cavado do Nordeste e do cavado a sotavento dos Andes em médios níveis podem também influenciar no posicionamento da ZCAS. Sugere-se ainda que variações, em termos de mudanças de posicionamento, nestes três sistemas podem provocar não só o deslocamento, como também o rompimento da ZCAS ([QUADRO, 1994](#)).

[Herdies et al. \(2002\)](#) estudaram o transporte de umidade associado com o padrão bimodal da circulação de verão sobre a América do Sul, concluíram que o enfraquecimento do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) está associado com a presença da ZCAS. A umidade é transportada através do JBNAS, da bacia Amazônica para as latitudes subtropicais da América do Sul, favorecendo a precipitação sobre a Bacia do Rio da Prata, norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil. Por esse motivo, a intensificação do JBNAS pode estar associada com o enfraquecimento da ZCAS, enquanto que a presença dos ventos de noroeste sobre as regiões da Amazônia, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil estão relacionados a intensa atividade convectiva sobre a região da ZCAS. Sendo assim, traduzindo em um fluxo de umidade mais concentrado e uma forte convergência de umidade próximo ao sudeste do Brasil, favorecendo a convecção que está associada à ZCAS. Além disso, no regime de ZCAS, foi notado que os ventos alísios mostram uma forte componente de norte sobre o norte da Amazônia caracterizando a intensificação do transporte de umidade dos trópicos para os extratropicais. De acordo com [Herdies et al. \(2002\)](#), em baixos níveis, os ventos de leste provenientes do Atlântico equatorial penetram na região da Amazônia, girando para sudeste, o que contribui para o transporte de vapor d'água desde o leste da Cordilheira dos Andes para as regiões subtropicais da América do Sul. Esse transporte ocorre de forma mais eficiente durante o regime de ZCAS. Uma vez que já é reconhecida a importância do papel desempenhado pelo transporte de umidade da bacia Amazônica para latitudes extratropicais a exemplo do Sul do

Brasil, Paraguai e Norte da Argentina. Para [Newell et al. \(1992\)](#), a América do Sul é uma das regiões mais importantes no Hemisfério Sul, onde ocorre o transporte de umidade dos trópicos para os extratropicais. Segundo [Marengo \(1992\)](#), as regiões central e sul da Amazônia exibem uma grande concentração de umidade integrada, especialmente durante o verão, sendo que a maior parte do total anual da precipitação sobre a região ocorre durante o verão austral. [Vieira et al. \(2013\)](#), através de um método objetivo utilizando dados de precipitação para identificar eventos de ZCAS na região sul da Amazônia, constataram que a floresta através da contribuição da reciclagem local de umidade ou da evapotranspiração, desempenha um papel importante em manter os episódios de ZCAS significativamente mais úmidos. [Barros et al. \(2000\)](#) concluíram que a precipitação durante o verão no sudeste da América do Sul, principalmente no mês de janeiro, está relacionada com a intensidade e posição da ZCAS, bem como a temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Sul. [Barros et al. \(2000\)](#) encontraram que as anomalias positivas (negativas) de TSM ao sul da ZCAS associam-se com o deslocamento da zona de convergência mais para o sul (norte), promovendo a presença de anomalias positivas (negativas) de precipitação no sul da Argentina.

[Doyle e Barros \(2002\)](#) estudaram a relação entre a variabilidade interanual da circulação atmosférica em baixos níveis, precipitação sobre a América do Sul subtropical e a TSM no setor oeste do Atlântico Sul subtropical, e constataram que as anomalias frias de TSM no Atlântico subtropical oeste proporcionam durante o verão uma condição mais favorável para o gradiente de temperatura oceano-continente aumentar o escoamento dos ventos de leste do oceano para o continente. Nessas condições, o escoamento do continente tropical para sul é bloqueado. Consequentemente esse escoamento é desviado em direção à ZCAS e converge com o escoamento para sul dirigido pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), contribuindo então para atividade convectiva da ZCAS.

Concordando com Barros et al. (2000), Barreiro et al. (2002) mostraram que a TSM exerce uma influência na variabilidade interanual da precipitação sobre o oceano, podendo influenciar na estabilidade da atmosfera e no fornecimento de umidade para a convecção. Robertson e Mechoso (2000) mostraram que a precipitação associada à ZCAS é negativamente correlacionada com anomalias de TSM no Atlântico subtropical oeste corroborando os resultados encontrados por Nobre et al. (2012). Figueroa et al. (1995) argumentaram que a TSM quente não desempenha um papel muito importante na geração da ZCAS, uma vez que a língua quente da TSM no Atlântico Sul não coincide com a localização da ZCAS. Bombardi et al. (2014a) observaram que o acoplamento oceano-atmosfera no Dipolo do Atlântico Sul, o qual é caracterizado como um dipolo de anomalias de TSM com centros no Atlântico Sul tropical e extratropical influencia significativamente a organização da ZCAS, afetando a posição e movimento dos ciclones extratropicais. Os autores mostram que na fase negativa do Dipolo do Atlântico Sul, caracterizada por anomalias negativas de TSM no Atlântico Sul tropical, anomalias positivas no Atlântico Sul extratropical e anomalias positivas de pressão ao nível do mar sobre todo o Atlântico Sul, existe um aumento na ciclogênese e alta densidade de trajetórias de ciclones na costa sudeste do Brasil, resultando em aumento da precipitação sobre o leste da América do Sul o que parece estar associado com a organização da ZCAS.

Para o período de verão entre janeiro e fevereiro de 2003 no sudeste da América do Sul, Cerne et al. (2007) observaram que a ZCAS exerce uma influência significativa sobre a evolução de ondas de calor. Durante algumas semanas que antecedem o desenvolvimento da onda de calor, com a intensificação da ZCAS sobre a América do Sul tropical, foi notado um aumento da temperatura nos subtrópicos principalmente devido a subsidência e processos diabáticos. Este último está relacionado à transferência de calor sensível devido a absorção de energia solar por parte da superfície.

2.2 Oscilação de Madden-Julian – OMJ

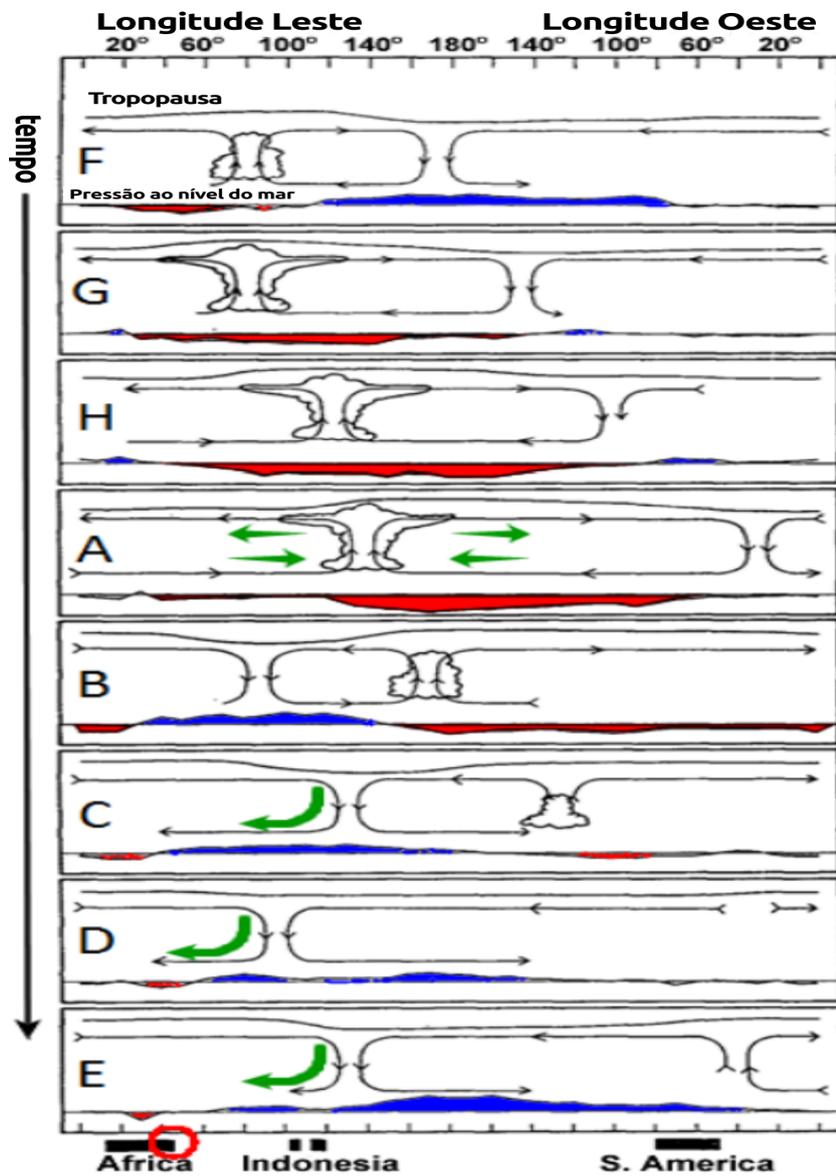
Segundo [Zhang \(2005\)](#), os fenômenos de variabilidade intrasazonal se diferem dos fenômenos com frequência mais alta e mais baixa por seus picos espectrais significativos e por seus padrões espectrais coerentes, portanto, não sendo unicamente uma maneira de preencher um espaço entre fenômenos de escala sinótica e fenômenos de variabilidade sazonal. O sinal de eventos intrasazonais exibe uma grande complexidade nos aspectos temporal e espacial, onde a mais conhecida oscilação da banda intrasazonal é a então denominada de Oscilação de Madden-Julian (OMJ).

A OMJ, também conhecida como Oscilação Intrasazonal ou Oscilação 30-60 dias, é considerada o principal mecanismo físico de variabilidade intrasazonal que promove a regulação do tempo e do clima tropical e extratropical, pois pode afetar ondas oceânicas, correntes e a interação oceano-atmosfera ([JONES; SCHEMM, 2000](#); [JONES, 2000](#)). Foi estudada inicialmente por [Madden e Julian \(1971\)](#) através de análise espectral e espectral cruzada de dados diários de radiossondagem do vento zonal em baixos (850 hPa) e altos (200 hPa) níveis e pressão ao nível do mar para um período de 10 anos na Ilha Canton (3°S e 172°W) que está situada no Pacífico Oeste, encontrando características de oscilação entre um período de 40-50 dias. O limite de 40-50 dias para o período da oscilação é apenas uma aproximação para os períodos em que os processos físicos ocorrem e esta oscilação é frequentemente referida como Oscilação 30-60 dias, uma vez que a sua periodicidade pode variar dentro desse intervalo de tempo. [Seo e Kumar \(2008\)](#) mostraram que o ciclo de vida da OMJ é determinado pela força do acoplamento convectivo com a circulação de grande escala, ou seja, fortes eventos da OMJ apresentam uma vida mais longa devido à força do acoplamento entre a convecção tropical e a circulação de grande escala. Trata-se, portanto, de um sistema acoplado oceano-atmosfera de escala planetária em que a assinatura atmosférica é evidente na: pressão à superfície, intensidade dos ventos na baixa e alta troposfera e ROL. Já a assinatura oceânica é observada principalmente

na TSM (MADDEN; JULIAN, 1972; KNUTSON; WEICKMANN, 1987; MADDEN; JULIAN, 1994; ZHANG, 2005). O termo “Oscilação” é usado porque estas anomalias podem ser observadas oscilando entre fases opostas durante um ciclo da OMJ. A Figura 2.2 representa o modelo esquemático da OMJ idealizado por Madden e Julian (1972), onde nota-se as variações espaço-temporais dos distúrbios associados à oscilação 40-50 dias. Essas variações tanto no tempo quanto no espaço da zona de convecção no plano equatorial se darão da seguinte forma:

- F) Anomalia de pressão negativa sobre o leste da África e no Oceano Índico, com aumento da convecção de grande escala sobre a região do Oceano Índico;
- G) A anomalia negativa de pressão e propagação para leste das anomalias de vento tropical de grande escala;
- H) Célula de circulação zonal indica que há um centro de convecção de grande escala movendo-se ao longo da direção leste na Indonésia;
- A) As células de circulação aproximadamente simétricas;
- B) A célula de oeste diminui e a pressão aumenta sobre o Oceano Índico, e há enfraquecimento da convecção que agora é centrada sobre a Linha da Data;
- C) Continua o enfraquecimento da convecção;
- D) Divergência superior agora localiza-se sobre o Atlântico, não indicando a região de intensificação da convecção;
- E) Exibe duas células de circulação aproximadamente simétricas.

Figura 2.2 - Representação esquemática da variação espacial e temporal dos distúrbios associados com a oscilação de 40 a 50 dias. As datas são representadas simbolicamente por letras à esquerda de cada estágio da figura e correspondem às datas associadas com a oscilação na pressão à superfície na Ilha Canton. A letra A refere-se ao período de baixa pressão na Ilha Canton e a letra E é o período de mais alta pressão. As outras letras representam períodos intermediários. As oscilações na pressão são representadas na parte inferior de cada estágio onde as anomalias negativas (positivas) estão preenchidas com a cor vermelha (azul). As células de circulação são baseadas nas oscilações do vento zonal médio. As regiões com convecção são indicadas esquematicamente por nuvens cumulus e cumulonimbus.

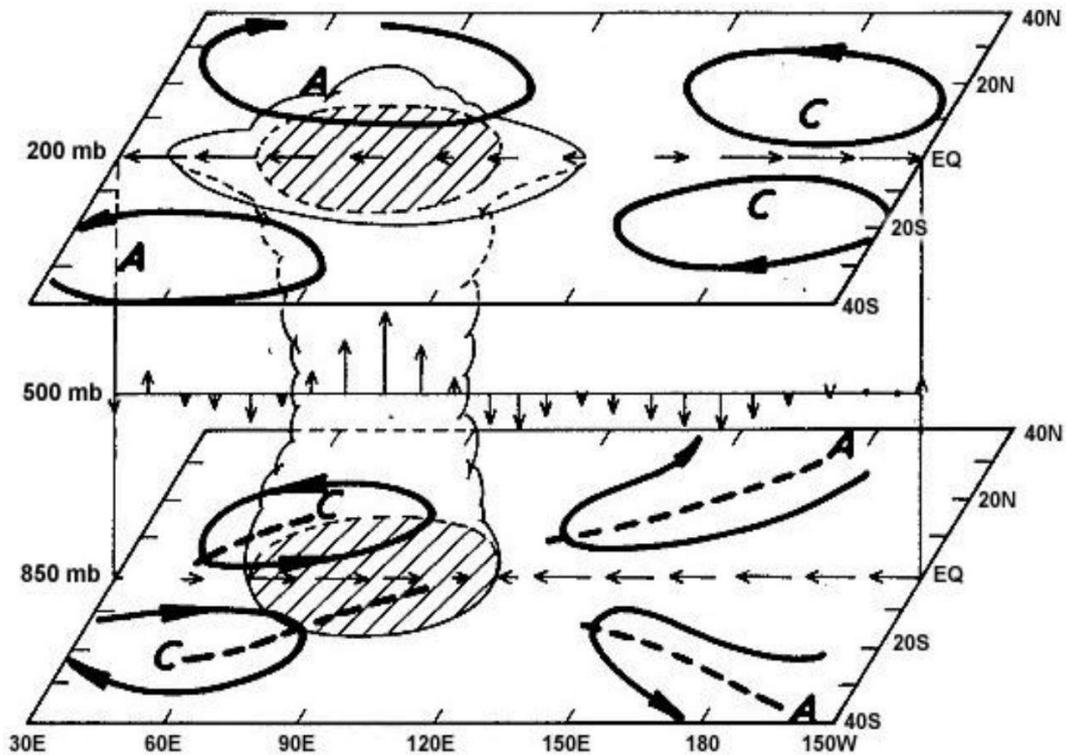


Fonte: Adaptada de Madden e Julian (1972).

Posteriormente, Knutson e Weickmann (1987) descreveram a propagação das anomalias convectivas tropicais no Oceano Índico, com movimento para leste em direção ao Oceano Pacífico Central, tendo um período preferencial na escala de 30 a 60 dias. Enquanto que Zhang (2005) definiu para OMJ um período de 30-90 dias, onde essa escala temporal apresenta um pico espectral dominante de aproximadamente 50 dias com velocidade de propagação para leste de 5 m.s^{-1} .

A OMJ apresenta uma estrutura em altos e baixos níveis em que as anomalias do vento horizontal acompanham a progressão das anomalias convectivas. Na alta troposfera, anomalias do vento zonal de leste desenvolvem-se sobre o equador com o aumento da intensidade da atividade convectiva naquela região. Acoplados a esses ventos de leste estão dois giros anticiclônicos, geralmente centrados em 15° ao norte e ao sul da linha do equador. A natureza baroclínica da estrutura vertical da OMJ implica que as anomalias dos ventos nos baixos níveis da troposfera estão com sinais opostos em relação aos ventos em altos níveis. Ventos de superfície vindos de oeste estendem-se ao norte e ao sul, através de ciclones de baixa pressão que acompanham o movimento para leste do aumento da convecção (RUI; WANG, 1990). O cisalhamento próximo à superfície tem como consequência direta ventos de intensidades menor do que os ventos nos altos níveis. A área que indica supressão da atividade convectiva, é acompanhada por ventos de oeste nos altos níveis da atmosfera com giros ciclônicos e ventos de leste nos baixos níveis acoplados a anticiclones de alta pressão (Figura 2.3).

Figura 2.3 - Diagrama esquemático de uma fase da OMJ quando o aumento da atividade convectiva ocorre sobre o oceano Índico. A ascensão do ar da convecção é representada pelos vetores verticais em 500 mb. A entrada do fluxo de oeste nos baixos níveis para o aumento da convecção e a saída do fluxo de leste nos altos níveis são representadas pelos vetores horizontais. Anticiclones (A) e ciclones (C) são também mostrados. Supressão da atividade convectiva precede o aumento a leste.



Fonte: Rui e Wang (1990).

2.2.1 Índice Real Time Multivariate MJO – RMM

Wheeler e Hendon (2004) sugeriram um índice para ser utilizado em ambientes operacionais, cuja finalidade é o monitoramento da OMJ e conseqüentemente a previsão estatística de seus efeitos climáticos. O índice é denominado *Real Time Multivariate MJO* (RMM) e além de descrever de forma eficiente, extrai a variabilidade atmosférica relacionada com a OMJ. Esse índice consiste em utilizar dados globais do vento

zonal em 850 e 200 hPa e ROL, para a faixa tropical definida pelas latitudes 15°S a 15°N. Os dados de ROL tratam-se de médias diárias e foram obtidas através da série de satélites de órbita polar da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e os dados de vento são de reanálises e foram obtidos do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), ambos os dados são discutidos em [Liebmann e Smith \(1996\)](#) e [Kalnay et al. \(1996\)](#), respectivamente. A resolução dos dados é de 2,5° e o período é de 1979 até os dias atuais, porém, para definir as EOFs (Funções Ortogonais Empíricas, em português) que irão gerar o índice RMM, o período é compreendido entre 1979 a 2001, portanto, um total de 8401 dias.

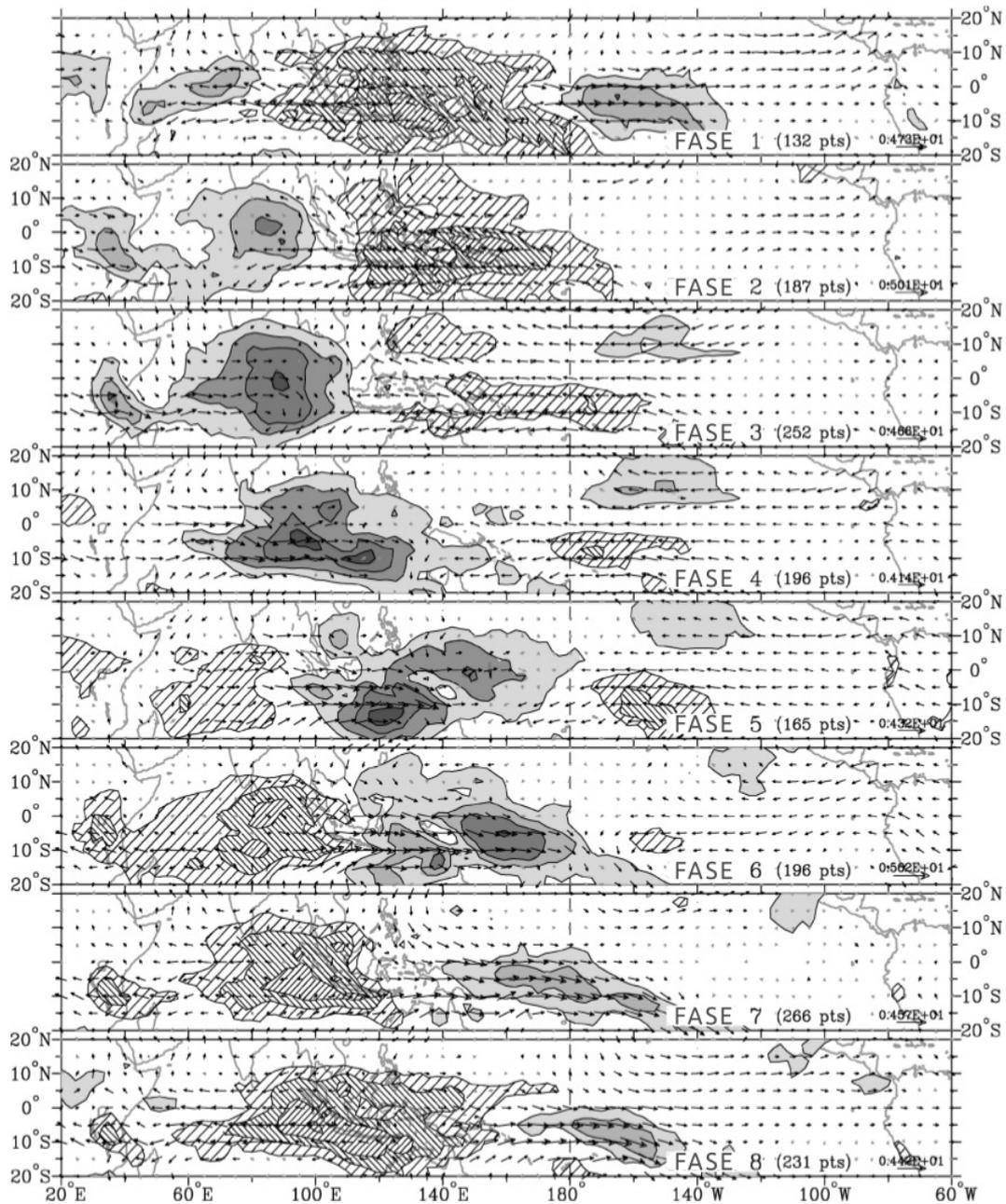
O Índice RMM é definido através do cálculo das EOFs combinadas dos dados de ROL, vento zonal em 850 hPa e 200 hPa. Antes de realizar os cálculos das componentes principais, faz-se necessário remover a influência do ciclo sazonal. Além disso, a variabilidade interanual, principalmente a que está associada ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS), também é removida através da subtração da média dos últimos 120 dias da análise dos dados. De acordo com [Wheeler e Hendon \(2004\)](#), essa remoção é necessária porque a fase madura do El Niño/La Niña se assemelha à fase favorável da OMJ.

Segundo [Wheeler e Hendon \(2004\)](#), as EOF1 e EOF2 explicam 25% da variância dos campos originais. A variância explicada do par principal é maior, considerando que os dados de entrada incluem a variabilidade de três campos em todas as escalas de tempo. Os autores ressaltaram que fisicamente a EOF1 descreve a situação em que a OMJ desenvolve uma convecção elevada nas longitudes do Continente Marítimo, as anomalias de vento de oeste em baixos níveis se estendem por toda a região do Oceano Índico e Continente Marítimo e as anomalias de leste é notada em todo o Oceano Pacífico. Enquanto que as anomalias de vento em altos níveis ocorrem no sentido oposto. Por outro lado, a EOF2 apresenta atividade convectiva elevada sobre o Oceano Pacífico e os padrões de vento são semelhantes aos observados na EOF1.

Portanto, nesse contexto, os autores denominaram o resultado da série espacial do par de componentes principais que formam o índice desejado de RMM1 e RMM2, respectivamente. As análises da EOF foram calculadas somente para o período de 1979 a 2001, porém, salienta-se que é através delas que a projeção é feita para qualquer período e dessa maneira obter os valores para RMM1 e RMM2. Logo, o índice RMM trata-se da combinação das EOF1 e EOF2, ou seja, RMM1 e RMM2, respectivamente.

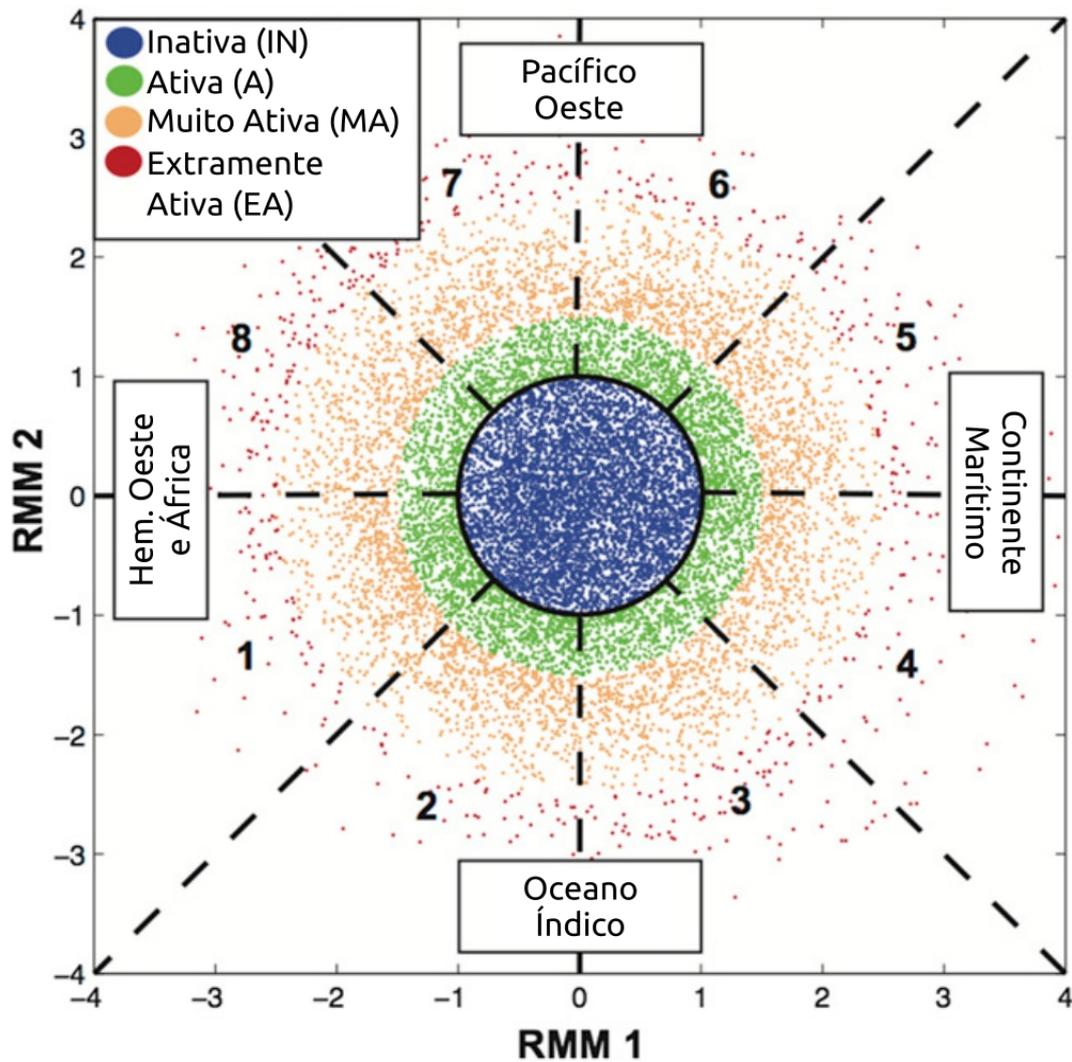
O Índice RMM produz um sinal, em tempo real, que descreve a OMJ, e neste contexto, um dos benefícios do diagrama de espaço-fase é que ele indica claramente tanto a localização geográfica (fase de 1 a 8) (Figura 2.4) quanto a amplitude da OMJ (Figura 2.5), dependendo do quadrante e da distância radial do centro de cada ponto no diagrama. Especificamente, a amplitude RMM é dada por $(RMM1^2 + RMM2^2)^{1/2}$. Logo, quanto maior for a amplitude, maior será o círculo formado pelos pontos de RMM1 e RMM2 e também, mais forte será o ciclo da OMJ. Para ciclos fracos de atividade da OMJ, a amplitude ficará próxima a origem, ou seja, dentro do círculo central do diagrama. Para que os eventos mais fracos da OMJ fossem eliminados e não influenciassem na composição de fases, Wheeler e Hendon (2004) incluíram somente dias com amplitude maior que 1. No entanto, segundo Laffleur et al. (2015), o que talvez seja menos conhecido é que Wheeler e Hendon (2004) também definiram uma OMJ “mais ativa”, aquela em que o valor da amplitude fosse maior que 2. Além disso, Wheeler e Hendon (2004) descobriram que essa OMJ mais ativa é mais comum entre os meses de dezembro a fevereiro e de março a maio. A progressão do tempo através do diagrama de espaço-fase é tipicamente no sentido anti-horário, representando a propagação para leste do OMJ.

Figura 2.4 - Compostos de anomalias de ROL e vento em 850 hPa para os meses DJF. Os níveis de sombreado representam anomalias de ROL menores que 27,5, 215, 222,5 e 230 $W.m^{-2}$, respectivamente, e os níveis de hachurados representam anomalias de ROL maiores que 7,5, 15 e 22,5 $W.m^{-2}$, respectivamente. Os vetores em preto indicam anomalias do vento que são estatisticamente significativas a um nível de confiança de 99%, com base no teste t de Student. No canto inferior direito é mostrado o número da fase, o número de dias (pontos) em cada fase e a magnitude do maior vetor.



Fonte: Adaptada de Wheeler e Hendon (2004).

Figura 2.5 - Diagrama de espaço-fase do índice RMM, de Wheeler e Hendon (2004), mostrando as 8 fases (quadrante) e a magnitude (distância do centro) da OMJ de 1 de junho de 1974 a 31 de março de 2014. As cores indicam limites de atividade da OMJ: Inativa (IN) (azul, $RMM < 1,0$), Ativa (A) (verde, $RMM \geq 1,0$ e $< 1,5$), Muito Ativa (MA) (marrom, $RMM \geq 1,5$ e $< 2,5$) e Extremamente Ativa (EA) (vermelho, $RMM \geq 2,5$).



Fonte: Adaptada de Lafleur et al. (2015).

2.3 Interação remota entre a OMJ e a ZCAS

Párraga (2001) através de dados de precipitação estudou a variabilidade intrasazonal sobre o Brasil e observou a presença de padrões espaciais das oscilações intrasazonais de 20 a 40 dias para as regiões do Brasil, em diferentes estações. Para a região Sudeste, as oscilações foram detectadas durante a primavera, enquanto que para o Nordeste, durante o outono e para o Sul, durante o inverno. Portanto, o autor concluiu que existem, pelo menos, dois tipos de oscilações intrasazonais que se diferenciam na abrangência, intensidade e mecânica física. No padrão de 20 dias foi demonstrado uma similaridade de estrutura com as ondas baroclínicas e para o padrão de 40 dias, ficou demonstrado um tipo de modulação interanual, possivelmente associado com a dinâmica de grade escala.

Além disso, há uma característica particular na variabilidade da precipitação durante o verão austral na escala de tempo intrasazonal na América do Sul, que se trata do padrão de dipolo entre a ZCAS e o sudeste da América do Sul, isto é, Paraguai, norte da Argentina e Bacia do Rio da Prata (HERDIES et al., 2002; CARVALHO et al., 2004; VERA et al., 2018). A fase “positiva” do padrão de dipolo, caracteriza-se pelo aumento da precipitação sobre os subtrópicos e o enfraquecimento da ZCAS devido ao aumento do fluxo de umidade da região da Amazônia para o sudeste da América do Sul. Na fase oposta (“negativa”), a intensificação da ZCAS está acompanhada pelo aumento do fluxo de umidade da região da Amazônia para a ZCAS causando, portanto, uma diminuição da precipitação nos subtrópicos (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997).

De acordo com Hirata e Grimm (2016), a atividade convectiva na ZCAS e a subsidência sobre a região da Bacia do Rio da Prata ocorrem devido ao acúmulo de energia de ondas sinóticas. Os autores demonstraram que as anomalias intrasazonais de altura geopotencial em altos níveis acompanham paralelamente o jato subtropical da América do Sul. Quando as anomalias indicam uma desaceleração do jato (anoma-

lias ciclônicas ao norte e anticiclônicas ao sul do eixo do jato), a deformação zonal negativa por estiramento ($\frac{\partial U}{\partial x} < 0$) se intensifica e a energia das ondas sinóticas tende a se acumular na região da ZCAS. Por outro lado, a aceleração do jato subtropical, indicada por anomalias anticiclônicas ao norte e ciclônicas ao sul do eixo do jato, reduz o acúmulo de energia das ondas sinóticas, implicando na diminuição da atividade convectiva na ZCAS. Sendo assim, a subsidência na região da Bacia do Rio da Prata é enfraquecida, fato que vem a favorecer a precipitação nessa região.

O Oceano Pacífico exerce remotamente uma influência na convecção sobre a região da ZCAS, principalmente através de teleconexões de escalas intrasazonais. Casarin e Kousky (1986) estudando as características do escoamento atmosférico de grande escala durante os períodos de seca no Sul do Brasil, identificaram um padrão de teleconexão na escala temporal de 30-60 dias entre o centro-oeste do Pacífico Sul tropical (região onde atua a ZCPS) e a ZCAS. Além disso, notaram que associado ao padrão de teleconexão ZCPS-ZCAS havia a presença de um dipolo de atividade convectiva entre o Sul do Brasil e a região da ZCAS. Grimm e Silva Dias (1995) também notaram que a convecção sobre a região da ZCPS, associada a uma das fases da oscilação de 30-60 dias, pode influenciar a convecção na ZCAS através da propagação de ondas de Rossby.

Segundo Nogués-Paegle e Mo (1997), a intensificação da ZCAS pode também estar relacionada à fase da OMJ, onde há ocorrência de convecção sobre os setores leste e centro do Pacífico com condições secas sobre o oeste deste oceano. Por outro lado, a convecção é inibida na região da ZCPS, sobre o Golfo do México e na região da ZCIT sobre o Atlântico Norte. Barreiro et al. (2002), cujo estudo teve o propósito de investigar a variabilidade da ZCAS nas escalas interanual a decadal, concluíram que a circulação em altos níveis na região da ZCAS em escala de tempo interanual é remotamente influenciada pelo ENOS, e que os eventos quentes de ENOS aumentam a atividade convectiva na região da ZCAS. Ferreira et al. (2004), ao estudarem os

padrões atmosféricos dos eventos de ZCAS utilizando técnica de composição para os meses DJF entre 1980 e 2000, nas quais os fenômenos El Niño e La Niña estavam em atividades, concluíram que durante o período de El Niño a atividade convectiva sobre o oceano na região da ZCAS é mais intensa. Em períodos de La Niña, a atividade convectiva em comparação a anos de El Niño, tem maior intensidade sobre a parte continental da ZCAS, corroborando com o que foi encontrado por [Carvalho et al. \(2004\)](#).

De acordo com [Castro \(2002\)](#), o estabelecimento da ZCAS estimulado por um trem de ondas de Rossby, se dá através de sistemas sinóticos sobre a América do Sul, uma vez que sistemas, os quais possuem variabilidade de alta frequência, podem agir como catalisadores da convecção durante um evento de ZCAS, desde que atuem em fase com a configuração de baixa frequência. Além disso, a relação entre a convecção na Indonésia e a da ZCAS se manifesta periodicamente através de duas formas: a primeira é equatorialmente e mais direta, através da propagação para leste da convecção associada a OMJ. Já a segunda é indireta, formando um trem de onda do tipo *Pacific South America* (PSA) sobre o Pacífico, que liga a Indonésia a América do Sul, que ocorre quando modos dominantes de variabilidade de baixa e alta frequência no Hemisfério Sul (regiões tropical, subtropical e extratropical) se acoplam favoravelmente.

[Castro e Cavalcanti \(2006\)](#) investigaram a influência de teleconexões nas regiões tropical e extratropical na convecção da ZCAS e mostraram que a posição da ZCAS mais ao sul pode estar sob influência do padrão de teleconexão PSA. Por outro lado, durante eventos onde a ZCAS se encontra mais ao norte, podem ser influenciados pela OMJ, podendo desencadear um trem de ondas sobre os Oceanos Atlântico Sul e Índico. Ainda sugere-se que quando os sistemas de alta frequência (sistemas frontais) e de frequência intrasazonal (PSA e OMJ) estão em fase, eles são capazes de estabelecer condições apropriadas para o desenvolvimento de um episódio de ZCAS.

Souza et al. (2005) estudando a variabilidade intrasazonal durante a estação chuvosa de outono no leste da Amazônia e no Nordeste do Brasil, obteve um resultado que sugere que os mecanismos de produção de precipitação consistem de profundas bandas convectivas. Essas bandas são organizadas por sistemas frontais persistentes e pelas ZCAS posicionada sobre o Brasil tropical que são, por sua vez, mantidos pela dinâmica relacionada com a OMJ sobre o sul da América tropical. Esses mecanismos modulam a maioria das oscilações pluviométricas no outono sobre o leste da Amazônia e Nordeste do Brasil, em uma escala de tempo intrasazonal.

Através de composições médias pentadais de ROL, velocidade potencial em 200 hPa e anomalias do fluxo de umidade, Souza e Ambrizzi (2006), demonstraram que a OMJ é o principal mecanismo atmosférico modulador de variações da precipitação sobre o Brasil tropical na escala de tempo intrasazonal. As anomalias de precipitação da fase ativa menos a fase inativa da OMJ apresentaram valores na média de 2 - 3,5 mm.dia⁻¹. Comparando-se com os valores médios climatológicos para o Nordeste do Brasil e o leste da Amazônia, 3 - 7 mm.dia⁻¹ e 8 - 11 mm.dia⁻¹, respectivamente, sugere-se de acordo com os autores, que a passagem da OMJ sobre a América do Sul contribui efetivamente por uma fração considerável da precipitação anual, em particular sobre o Nordeste do Brasil e sudeste da Amazônia. Portanto, segundo os autores, a ZCAS e a ZCIT são os principais mecanismos responsáveis pelo favorecimento das anomalias positivas de precipitação observadas nas regiões leste da Amazônia e Nordeste do Brasil durante o pico de eventos intrasazonais.

Cerne e Vera (2011) mostraram que as anomalias positivas de temperatura à superfície na região da estação meteorológica Rosário Aero (32°55'S, 60°47'W), do Serviço Meteorológico da Argentina, se acentuam em associação com a intensificação da anomalia de circulação anticiclônica embebida no trem de ondas de Rossby de grande escala que se estende ao longo do Oceano Pacífico Sul. Além disso, a anomalia de circulação anticiclônica parece ser intensificada pelas condições de subsidência pro-

movidas por episódios de ZCAS ativa, que resulta no aumento da temperatura na região subtropical sob condições relativamente secas.

Alvarez et al. (2016) investigaram a variabilidade da precipitação e temperatura associada ao efeito da OMJ na América do Sul e notaram que o trimestre de DJF, foi considerado como sendo a estação chuvosa, período em que o SMAS está ativo, e com isso tende a ocorrer maiores chances de precipitação que excedem o tercil superior (percentil de 67%) na região da ZCAS entre as fases 8 e 1 da OMJ. Nos trimestres de junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON), os autores notaram que não houve condições favoráveis para a ocorrência de precipitação excedente ao tercil superior na região da ZCAS, principalmente entre as fases 4 e 5 da OMJ, tal situação é favorecida pela convergência que ocorre na alta troposfera sobre a América do Sul tropical, que dá condições de movimento descendente na região da ZCAS.

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo inicialmente é apresentada uma descrição dos dados utilizados nas análises do comportamento da atmosfera, seguido da metodologia empregada neste estudo que consiste: nos *softwares* utilizados para a obtenção dos resultados, no cálculo das anomalias diárias, na técnica de filtragem para a banda espectral de 20-90 dias, na avaliação da significância estatística dos compostos e nos critérios adotados para a caracterização da atividade da OMJ.

3.1 Dados

3.1.1 Reanálises

Para representar o comportamento da atmosfera foram utilizados dados do NCEP do conjunto de reanálises *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds093.1/>), (SAHA et al., 2010) e *Climate Forecast System* (CFS) versão 2 (CFSv2), (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.0/>), (SAHA et al., 2014). O CFSR e CFSv2 foram desenvolvidos para simular a condição do domínio acoplado do sistema oceano-atmosfera-terra e gelo da superfície do mar, além da assimilação de radiância de satélites, para o período de 1979 a dezembro de 2010 no caso do CFSR e de janeiro de 2011 até o presente no caso do CFSv2. O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do NCEP, apresenta uma resolução espacial de aproximadamente 38 km (T382), disponível para todo o globo, em 64 níveis isobáricos e com uma frequência de 6 em 6 horas, dos quais calculou-se a média diária, com resolução horizontal de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de latitude-longitude. A componente oceânica trata-se do modelo *Modular Ocean Model* (MOM) versão 4p0d do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) (GRIFFIES et al., 2004). Na vertical o MOM possui 40 níveis, contendo 27 camadas acima de 400 metros, até uma profundidade de 4737 metros. O modelo de superfície Noah possui quatro camadas no solo (EK et al., 2003) e o modelo de gelo marinho duas camadas (WU et al., 2005). O modelo

atmosférico também assimila as variações de CO₂ desde 1979 até o presente, conjuntamente com as variações nos aerossóis, outros gases traço e solares. Quadro et al. (2012) analisando as novas gerações de reanálises, tais como Era-Interim do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications* (MERRA) produzida pelo *Goddard Space Flight Center/National Aeronautics and Space Administration* (GSFC/NASA) e o CFSR do NCEP, encontrou que todas as reanálises representam bem o ciclo anual dos produtos de precipitação, mas o CFSR é o que mostra o menor viés para todo o continente. Além disso, Quadro et al. (2012) indicaram que o melhor desempenho dessa nova geração de reanálise deve-se ao fato de utilizarem modelos acoplados oceano-atmosfera, além da alta resolução espacial dos modelos e também a assimilação de radiância. Destes conjuntos, isto é, CFSR e CFSv2, os dados a serem adotados neste trabalho serão: vento horizontal (u, v) em 850 e 200 hPa em baixos e altos níveis respectivamente, dado em (m.s⁻¹) e altura geopotencial em 300 hPa (m_gp). Estes dados têm resolução original de 0,5° x 0,5° de latitude-longitude. Ressalta-se que todos os dados utilizados neste trabalho foram interpolados bilinearmente das suas resoluções originais para 2° x 2° de resolução. Justifica-se tal interpolação devido a necessidade de otimização do custo computacional.

3.1.2 Radiação de Onda Longa – ROL

Os dados diários de ROL no topo da atmosfera (W.m⁻²) com resolução espacial de 1° x 1° de latitude-longitude são os *Daily Outgoing Longwave Radiation Climate* (Daily OLR CDR) versão v01r02, do conjunto *Climate Data Record Program* (CDR) da NOAA e encontra-se disponível em (<https://www.ncei.noaa.gov/data/outgoing-longwave-radiation-daily/access/>). A estimativa de ROL através da radiância de bandas espectrais estreitas dos sensores *High Resolution Infrared Radiation Sounder* (HIRS), foi possível a partir de um algoritmo multiespectral desenvolvido por Ellingson et al. (1989). Em seguida Lee et al. (2004) aplicou a técnica

aos sensores Imageadores do *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES). A base do algoritmo é a mesma para ambos os instrumentos e consiste em uma soma ponderada da radiância dos canais espectrais sensíveis à: temperatura próximo à superfície e topo da nuvem; conteúdo de vapor d' água na baixa e alta troposfera e temperatura na alta troposfera. O algoritmo baseia-se na Equação 3.1:

$$ROL = a_0(\theta) + \sum_i a_i(\theta) N_i(\theta) \quad (3.1)$$

onde $a_0(\theta)$ é o coeficiente de regressão fixo, $a_i(\theta)$ representa o coeficiente associado ao i -ésimo canal, $N_i(\theta)$ trata-se da radiância observada pelo sensor no i -ésimo canal e θ é o ângulo zenital referente ao satélite (ELLINGSON et al., 1989).

Devido ao maior número de canais e precisão das medidas, o sondador HIRS fornece informações mais completas sobre as condições da superfície e atmosfera em relação aos Imageadores do GOES. Por outro lado, o HIRS está a bordo de satélites com órbita polar, captando a radiância local apenas duas vezes por dia, o que é uma desvantagem na estimação do ciclo diurno da ROL. Os Imageadores, por estarem a bordo de satélites geostacionários detectam a radiância com alta resolução temporal. A limitação destes é a baixa acurácia da medida devido a limitação dos canais disponíveis (LEE et al., 2004).

No produto Daily OLR CDR, Lee et al. (2004) combinou a acurácia do HIRS com a resolução temporal do Imageador. A remoção do viés da estimativa de ROL ao longo do dia obtida pelo Imageador do GOES é realizada com base nos dois valores de ROL obtidos pelo HIRS no mesmo dia.

Nos trópicos, onde a convecção é mais intensa, a temperatura no topo da nuvem é fria e o valor de ROL associado pode ser devido a nuvens precipitantes, isto é, valores baixos de ROL significa menos radiação emergindo. Entretanto, em regiões

com ausência de nuvens o que se tem como informação é a temperatura da superfície terrestre, o que pode representar ausência de precipitação através dos altos valores de ROL indicando mais radiação emergindo. Há casos em que regiões com a presença de nuvens altas ou com superfícies relativamente frias, o valor de ROL pode ser interpretado erroneamente, levando a uma superestimativa da precipitação (LIEBMANN; SMITH, 1996; CASTRO, 2002; ANDRADE, 2011).

3.1.3 Precipitação

Os dados diários de precipitação utilizados neste trabalho pertencem ao *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), (<ftp://meso.gsfc.nasa.gov/pub/1dd-v1.2/>), em mm.dia⁻¹, com resolução espacial de 1° x 1° de latitude-longitude (ADLER et al., 2003). A precipitação diária é estimada a partir de produtos de satélites no canal infravermelho, micro-ondas e sondagens do *Television and Infrared Observation Satellite* (TIROS) e *Operational Vertical Sounder* (TOVS), sendo posteriormente ajustados com as análises da versão 2 do GPCP mensal (HUFFMAN et al., 2001; CARVALHO, 2011; HUFFMAN; BOLVIN, 2012).

3.1.4 Temperatura da Superfície do Mar – TSM

Foram utilizados dados diários de TSM da NOAA, estando disponíveis para o período de janeiro de 1985 até o presente. Reynolds et al. (2007) desenvolveram uma nova base de dados de TSM, que trouxe melhorias na resolução espacial e temporal em relação as anteriores. Para criação desta nova base, foi aplicada a técnica de interpolação ótima aos dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), infravermelho, em conjunto com dados do *Advanced Microwave Scanning Radiometer* (AMSR), micro-ondas, do NASA *Earth Observing System* (NASA EOS), além de informações de navios e boias, e como resultado obteve-se uma base de dados diários de TSM com resolução espacial de 0.25° x 0.25° de latitude-longitude, e temporal de 1 dia, inclui-se ainda neste tratamento, um ajuste de viés aos dados de satélite

com relação aos dados *in situ*.

3.2 Metodologia

3.2.1 Definição dos episódios de ZCAS

Os registros históricos dos episódios ZCAS foram compilados dos relatórios mensais (Boletim Climanálise) de outubro de 1996 a abril de 2014 (compreendendo 18 verões completos), publicados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) disponível em <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman1/boletim/> e em forma de tabela em Rosso et al. (2018). Logo, o primeiro verão registrado pelo Boletim Climanálise foi outubro/1996 a abril/1997 e o último outubro/2013 a abril/2014.

Os eventos foram classificados de acordo com a sua persistência. Portanto, foram selecionados um total de 32 eventos de ZCAS que apresentaram persistência acima de 7 dias (1 semana). Além disso, para fins de comparação da dinâmica dos eventos de ZCAS de longa duração, foram considerados um total de 23 episódios curtos de ZCAS com duração de apenas 4 dias. Ressalta-se ainda que os meses analisados neste estudo foram outubro, novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril (ONDJFMA), período este condizente com o do SMAS (GAN et al., 2004; VERA et al., 2006; CARVALHO et al., 2012; VERA et al., 2018). Logo, o SMAS e a ZCAS modulam o ciclo sazonal da precipitação sobre a América do Sul tropical em distintas estações seca e chuvosa em uma região compreendida entre o equador e 25°S (SILVA, 2009). Os casos de ZCAS estudados neste trabalho é definido pelo Boletim Climanálise baseado em critérios dinâmicos já estabelecidos por Quadro (1994), Sanches (2002) e Siqueira e Machado (2004), cuja duração de um evento é de pelo menos 4 dias. Entretanto, vale ressaltar que há estudos que classifica a ZCAS através de critérios objetivos, esses métodos encontram-se em Zaicovski (1999), Carvalho et al. (2004), Ambrizzi e Ferraz (2015) e Rosa et al. (2020).

3.2.2 Variabilidade interanual dos episódios de ZCAS

Os períodos de EN, LN e neutro são baseados nas anomalias de TSM na região do Niño-3.4 e no Índice Oceânico Niño (ION), e são identificados pelo NCEP/Climate Prediction Center. De acordo com o NCEP/CPC, os eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) podem ser classificados como fracos (com anomalia de TSM de 0,5 a 0,9), eventos moderados (com anomalia de TSM de 1,0 a 1,4), fortes (com anomalia de TSM de 1,5 a 1,9) e muito fortes (com anomalia de TSM de $\geq 2,0$). Segundo essa classificação, dos 5 eventos de EN: 2 foram classificados como fracos (2004-2005; 2006-2007), 2 moderados (2002-2003; 2009-2010) e 1 muito forte (1997-1998). Enquanto que dos 8 episódios de LN: 4 foram classificados como fracos (2000-2001; 2005-2006; 2008-2009; 2011-2012) e 4 moderados (1998-1999; 1999-2000; 2007-2008; 2010-2011).

3.2.3 Cálculo das anomalias, filtragem e significância estatística dos compostos

A utilização de alguns *softwares* foi necessária para gerar os principais resultados apresentados neste estudo. A manipulação dos arquivos netCDF e os cálculos das climatologias e anomalias diárias, bem como a filtragem na banda espectral de 20-90 dias da série temporal diária através do método *Fast Fourier Transform* (FFT) (e.g., Tomaziello et al. (2016), Rosso et al. (2018)) foram realizadas usando o *Climate Data Operators* (CDO – Schulzweida (2019)), enquanto que uma distribuição Python chamada Anaconda foi utilizada para visualizações e análises mais complexas (e.g. *lagged composites*).

3.2.3.1 Anomalias

As anomalias nos campos meteorológicos foram calculadas removendo a tendência linear e o ciclo médio anual. Primeiramente o ciclo anual foi ajustado através da média anual para cada dia de cada mês do ano, durante todo o período de dados

(outubro/1996 a abril/2014), a partir da média diária das variáveis mencionadas na Seção 3.1. Em seguida, as anomalias foram obtidas subtraindo-se os valores climatológicos, representativos de cada dia do ano, dos respectivos valores diários para cada variável, formando-se uma série temporal de anomalias diárias de vento, altura geopotencial, ROL, TSM e precipitação, sem a presença do ciclo anual. Sendo assim, as anomalias de ROL representam as atividades convectivas tropicais anômalas (LIEB-MANN; SMITH, 1996), enquanto que as anomalias de vento e de altura geopotencial caracterizam o padrão anômalo da circulação tropical e extratropical de grande escala. Os valores climatológicos diários são referentes ao período de outubro/1996 a abril/2014, portanto, uma base climatológica de 18 anos para cada um dos 365 dias do ano.

3.2.3.2 Filtro de separação da escala intrasazonal

As séries temporais das anomalias diárias foram filtradas na escala temporal intrasazonal (20-90 dias) através do método FFT (e.g., Tomaziello et al. (2016), Rosso et al. (2018)). Ressalta-se que as séries temporais das anomalias diárias filtradas neste estudo, levam em consideração todos os meses compreendido dentro do intervalo de outubro/1996 a abril/2014. Segundo Castro (2002), esses limites de 20-90 dias objetivam-se em atenuar/remover as altas frequências e ao mesmo tempo as variações atmosféricas de baixa frequência.

O método que utiliza a FFT para filtragem de dados parte do princípio da atribuição de pesos que permitem uma resposta da banda de interesse. A separação da banda é dada por uma função retangular, a qual atribui valor igual a 1 para as frequências a que se deseja separar e 0 para o restante no domínio de frequência. A obtenção das transformadas de Fourier discretas consiste do cálculo dos coeficientes A_k e B_k através das equações 3.2 e 3.3, respectivamente. Isso é feito para as $\frac{n}{2}$ funções harmônicas, sendo n o tamanho da série. Através desses coeficientes encontra-se a amplitude C_k (eq. 3.4) e a fase Φ_k (eq. 3.5). Desse modo, obtém-se uma nova série y_t

(eq. 3.6) representada através dos $\frac{n}{2}$ harmônicos. Portanto, o cálculo da FFT trata-se de calcular seus coeficientes aproveitando a propriedade de ortogonalidade de senos e cossenos, de maneira a não ser necessário efetuar cálculos redundantes. De fato, o método de simples cálculo das transformadas de Fourier discretas é computacionalmente ineficiente, de maneira que a vantagem da FFT nesses cálculos é em termos logarítmicos. Uma completa descrição da FFT e suas aplicações para métodos de filtragem são dadas por Helms (1967).

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \cos \left(\frac{2\pi kt}{n} \right) \quad (3.2)$$

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \text{sen} \left(\frac{2\pi kt}{n} \right) \quad (3.3)$$

$$C_k = \left(A_k^2 + B_k^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.4)$$

$$\Phi_k = \begin{cases} \text{tg}^{-1} \frac{B_k}{A_k} & A_1 > 0 \\ \text{tg}^{-1} \frac{B_k}{A_k} \pm \pi, \text{ ou } \pm 180^\circ & A_1 < 0 \\ \frac{\pi}{2}, \text{ ou } \pm 90^\circ & A_1 = 0 \end{cases} \quad (3.5)$$

$$y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{\frac{n}{2}} \left[C_k \cos \left(\frac{2\pi kt}{n} - \phi_k \right) \right] \quad (3.6)$$

3.2.3.3 Significância estatística

Para avaliar a significância estatística dos compostos utilizou-se o teste t de Student, considerando-se cada episódio selecionado de ZCAS como um evento independente. O número de graus de liberdade considera o número de casos incluídos em cada composição para as análises dos compostos defasados no tempo (em inglês, lag-composites) e número de dias incluídos em cada composição para as análises da OMJ, conforme Lima et al. (2018). Para o teste de significância dos compostos, é considerado que as variáveis possuam uma distribuição normal. Desta forma, a seguinte condição deve ser satisfeita:

$$-t_s \frac{\sigma}{n-1} < \bar{a} < +t_s \frac{\sigma}{n-1} \quad (3.7)$$

isto é,

$$|\bar{a}| > t_s \frac{\sigma}{n-1} \quad (3.8)$$

onde t_s é o valor tabelado da distribuição t de Student correspondente a $n-1$, σ é o desvio padrão, \bar{a} é a media da amostra e n é o número de casos. Assim, apenas os valores absolutos que excedem $t_s \frac{\sigma}{n-1}$ têm significância estatística (PANOFSKY; BRIER, 1968). As significâncias estatísticas dos compostos foram determinadas para um nível de confiança de 95% para cada ponto de grade.

3.2.4 Compostos defasados

Os mecanismos dinâmicos foram avaliados por meio de lag-composites (compostos defasados, em português) das anomalias diárias de ROL, vento e de altura geopotencial. Este método permite um acompanhamento temporal da estrutura espacial do comportamento da ZCAS e de sistemas associados (e.g. trens de ondas) em tempo passado, presente e futuro. A aplicação deste procedimento pode ser vista em [Kiladis e Weickmann \(1992\)](#), [Liebmann et al. \(1999\)](#), [Marton \(2000\)](#), [Wiel et al. \(2015\)](#), [Tomaziello et al. \(2016\)](#) e [Vera et al. \(2018\)](#). Valores positivos (negativos) do “lag” indicam dias posteriores (anteriores) ao período de referência (considerado lag-0). A composição para o lag -1 trata-se da média do primeiro dia que antecede os eventos de ZCAS, já o lag -2 é a média do segundo dia que precede os episódios de ZCAS e assim sucessivamente até o lag -7, que trata-se da média do sétimo dia que antecede a ZCAS. A mesma lógica é válida para os lags positivos. Ressalta-se que a composição do lag-0 é a média dos dias com ZCAS, como em [Tomaziello et al. \(2016\)](#).

3.2.5 Atividade da OMJ

A fim de analisar objetivamente a relação entre os episódios de ZCAS de longa duração e a atividade da OMJ, foi adotado o índice RMM proposto por [Wheeler e Hendon \(2004\)](#). O índice RMM é um índice combinado baseado nas componentes convectiva (i.e. ROL) e de circulação (i.e. u_{850} e u_{200}), que tem sido frequentemente usado para estudar e monitorar a previsão em tempo real da OMJ, sem a necessidade de filtragens do tipo passa-banda. Uma revisão desse índice e de suas aplicações são encontradas em [Wheeler e Hendon \(2004\)](#) e [Lafleur et al. \(2015\)](#). Vale ressaltar que segundo [Mayta \(2019\)](#), vários índices utilizados para monitorar a OMJ, em geral, representam bem os aspectos dinâmicos e convectivos da oscilação intrasazonal, considerando uma estrutura de grande escala. O critério empregado neste estudo, que permite associar se a OMJ encontra-se ativa ou inativa, foi baseado no índice RMM. Os casos de ZCAS foram considerados sob a influência da OMJ ativa ou

inativa através do valor da amplitude deste índice. A associação dos eventos de ZCAS e o índice foi feita verificando cada caso de ZCAS individualmente. Uma vez que esse índice é diário, então foi realizado um acompanhamento dia a dia para saber como a amplitude da OMJ se comportou em cada dia de ZCAS. Pelo critério [Wheeler e Hendon \(2004\)](#), a OMJ é considerada ativa quando a amplitude apresenta valor maior ou igual a 1. Com isso, para um evento de ZCAS estar associado com a OMJ ativa, era necessário que 50% + 1 dos dias de ZCAS desse determinado evento apresentasse valores que obedecia ao critério estabelecido por [Wheeler e Hendon \(2004\)](#), isto é, a amplitude ser superior ou igual a 1.

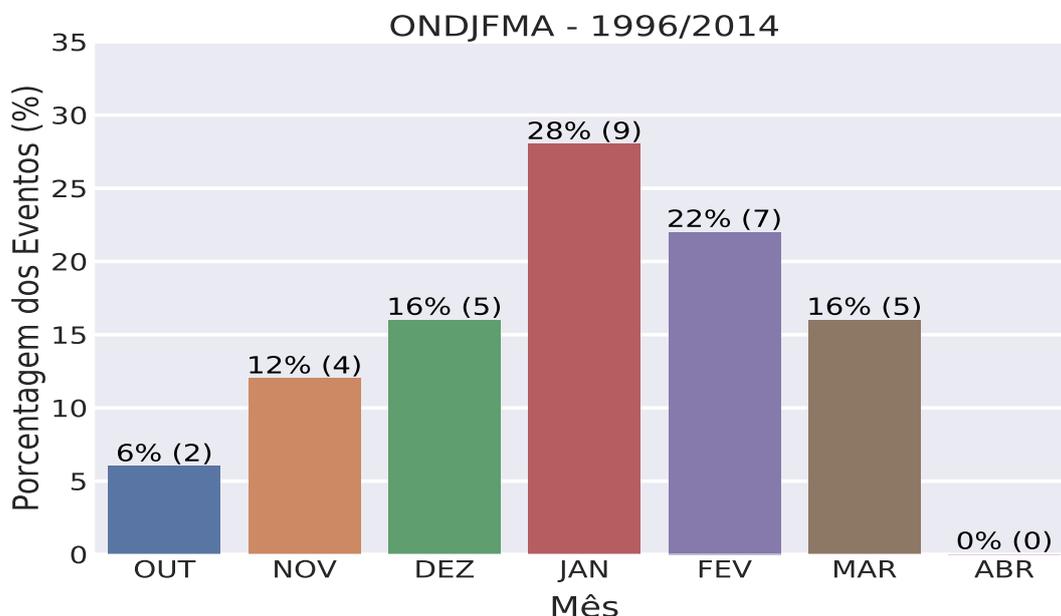
4 RESULTADOS

Neste capítulo é descrito, em um primeiro momento, o comportamento dos episódios de ZCAS de longa duração nas escalas sazonal e interanual durante o período de estudo. Em seguida é apresentada uma análise da dinâmica dos casos de ZCAS de longa duração na escala intrasazonal, onde também é realizada uma comparação desses últimos casos com eventos curtos de ZCAS. Finalmente foi analisada a relação dos episódios de ZCAS de longa duração com a OMJ.

4.1 Variabilidade sazonal e interanual dos episódios de ZCAS

Segundo Zilli e Hart (2021), aproximadamente 60% da precipitação que ocorre nos trópicos-extratrópicos da América do Sul entre os meses de novembro a março é devido a ZCAS. A Figura 4.1, mostra o número percentual de eventos de ZCAS distribuídos nos meses ONDJFMA de 1996 a 2014. Nota-se que a maior parte (82%) desses eventos se concentra entre os meses de dezembro a março. De acordo com Gan et al. (2004), cerca de 90% do total da precipitação anual na região do Centro-Oeste do Brasil ocorre durante os meses de outubro a abril (período adotado neste trabalho), sendo que parte desse total está associada à ZCAS. A maior frequência desses eventos ocorreu em janeiro (28%), seguido por fevereiro (22%), como se pode ver na Figura 4.1. Esse conjunto de dados indica que o número total de eventos de ZCAS de longa duração observados em janeiro (nove) correspondeu aproximadamente ao número total de eventos observados em novembro (quatro) e dezembro (cinco), sugerindo que os eventos de longa duração são mais prováveis quando o SMAS é bem estabelecido na América do Sul, conforme discutido em Gan et al. (2004) e Silva e Carvalho (2007).

Figura 4.1 - Distribuição de frequência mensal dos eventos de ZCAS (32 eventos) com persistência > 7 dias filtrados na banda espectral 20-90 dias para o período de 1996-2014 para os meses de ONDJFMA. O número total de eventos em cada mês é mostrado entre parênteses.

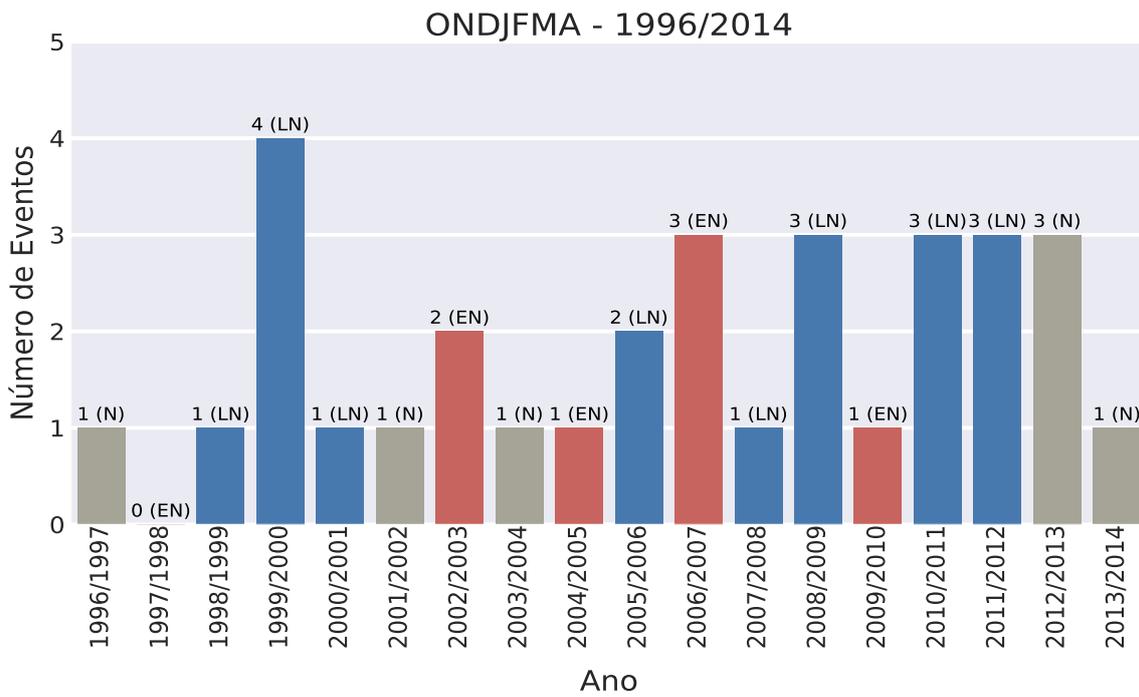


Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.2 apresenta a variabilidade interanual associada aos eventos de ZCAS para o período de 1996 a 2014. Nota-se que ao longo do período de estudo foram observados 5 anos de El Niño (EN), 8 de La Niña (LN) e 5 neutros. Embora os padrões de teleconexão do ENOS e as relações com a variabilidade convectiva na América do Sul tropical dependam de vários fatores e sejam sazonalmente dependentes (e.g, [Tedeschi et al. \(2015\)](#)), estudos anteriores mostraram evidências de que o ENOS modula a ZCAS em escala de tempo interanual ([LIEBMANN et al., 2001](#); [NIETO-FERREIRA et al., 2003](#); [CARVALHO et al., 2002](#); [CARVALHO et al., 2004](#); [FERREIRA et al., 2004](#)). Neste estudo foram encontrados 7 casos de ZCAS em anos de EN (média de 1.4 eventos por episódio), 18 de LN (média de 2.25 eventos por episódio), e 7 casos em anos neutros (média de 1.4 eventos por episódio). Embora os conjuntos

de dados cubram mais estações LN do que EN e N, a média de eventos indica que a ZCAS de longa duração é mais frequente durante a fase fria do ENOS. [Carvalho et al. \(2004\)](#) classificaram a ZCAS de acordo com as características continentais e oceânicas e verificaram que ZCAS continentais (oceânicas) com persistência superior a 5 dias são mais frequentes durante eventos LN (EN). Como será mostrado adiante, a maioria dos eventos de ZCAS de longa duração investigados neste estudo, embora precedidos pela ZCAS oceânica, apresentaram características continentais, o que pode explicar as relações relativamente mais fortes com LN. [Ferreira et al. \(2004\)](#) encontraram uma diminuição no número de eventos ZCAS durante os anos de EN em 20 anos de análise e [Nieto-Ferreira et al. \(2003\)](#) mostraram o aumento do número de casos de ZCAS durante o ano de 1999 sob condições de LN em comparação com o período de EN em 1998. Os resultados encontrados por [Nieto-Ferreira et al. \(2003\)](#) também são consistentes com o que foi observado na alta da frequência dos eventos de ZCAS de longa duração em 1999 (Figura 4.2). Um possível mecanismo de teleconexão entre o ENOS e a ZCAS é a influência do ENOS na frequência e intensidade do JBNAS, que é outra componente importante do clima da América do Sul ([MARENGO et al., 2009](#)). O JBNAS desempenha um papel fundamental no transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais durante as monções de verão, causando o enfraquecimento da atividade da ZCAS ([HERDIES et al., 2002](#); [LIEBMANN et al., 2004](#); [CARVALHO; SILVA DIAS, 2021](#)). [Montini et al. \(2019\)](#) demonstraram que o JBNAS é mais frequente durante o EN em comparação com LN e anos neutros, o que poderia explicar o enfraquecimento da ZCAS continental e os eventos de longa duração menos frequentes de ZCAS durante as fases quentes do ENOS, ocorrendo o oposto durante a fase fria.

Figura 4.2 - Variabilidade interanual dos eventos de ZCAS com persistência > 7 dias filtrados na banda espectral 20-90 dias para o período de 1996-2014 para os meses de ONDJFMA. Os números acima de cada coluna indicam o número de eventos de ZCAS. EN, LN e N entre parênteses acima das barras representa anos de El Niño (em vermelho), La Niña (em azul) e Neutro (em cinza) para cada período, respectivamente.



Fonte: Produção do autor.

4.2 Análise dos compostos defasados

4.2.1 Mecanismos dinâmicos em baixos e altos níveis

Para entender a estrutura espacial e os mecanismos dinâmicos associados à organização e evolução dos eventos de ZCAS de longa duração, foi analisado os compostos defasados das anomalias diárias intrasazonais (20-90 dias). Vale ressaltar que o lag-0 corresponde ao período em que a ZCAS permaneceu ativa; lags negativos (positivos) indicam dias anteriores (posteriores) ao episódio ZCAS.

A Figura 4.3 mostra os compostos defasados das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) e vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em 850 hPa para sete dias antes dos eventos e até 7 dias após os eventos. A Figura 4.4 mostra os mesmos compostos defasados da Figura 4.3, porém, com o enfoque sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul para uma melhor visualização da circulação anômala e anomalias de ROL. O início dessas análises, isto é, 7 dias antes do evento, foi baseado em observações de que as anomalias eram fracas para lags mais longos. Uma assinatura marcante da organização da ZCAS já foi amplamente mostrada e discutida anteriormente na literatura, conforme Nogués-Paegle e Mo (1997), Liebmann et al. (1999), Liebmann et al. (2004), Carvalho et al. (2004), Muza et al. (2009), Gonzalez e Vera (2014) e Vera et al. (2018), e trata-se da associação desses eventos com a organização de um trem de ondas Rossby de latitudes médias, com estrutura barotrópica equivalente que se estende da Austrália através do Pacífico Sul, alcançando a América do Sul e curvando-se para o nordeste sobre os Andes. Será apresentado mais adiante neste estudo, que este trem de ondas permanece semi-estacionário e se intensifica ao longo do tempo, do lag -7 a lag -1 (Figura 4.3), modificando a circulação sobre a América do Sul tropical e favorecendo os eventos de ZCAS de longa duração.

Sete dias antes aos eventos de ZCAS (Figuras 4.3a e 4.4a, lag -7), como parte do padrão do trem de ondas, uma circulação anômala ciclônica em 850 hPa já é evidente

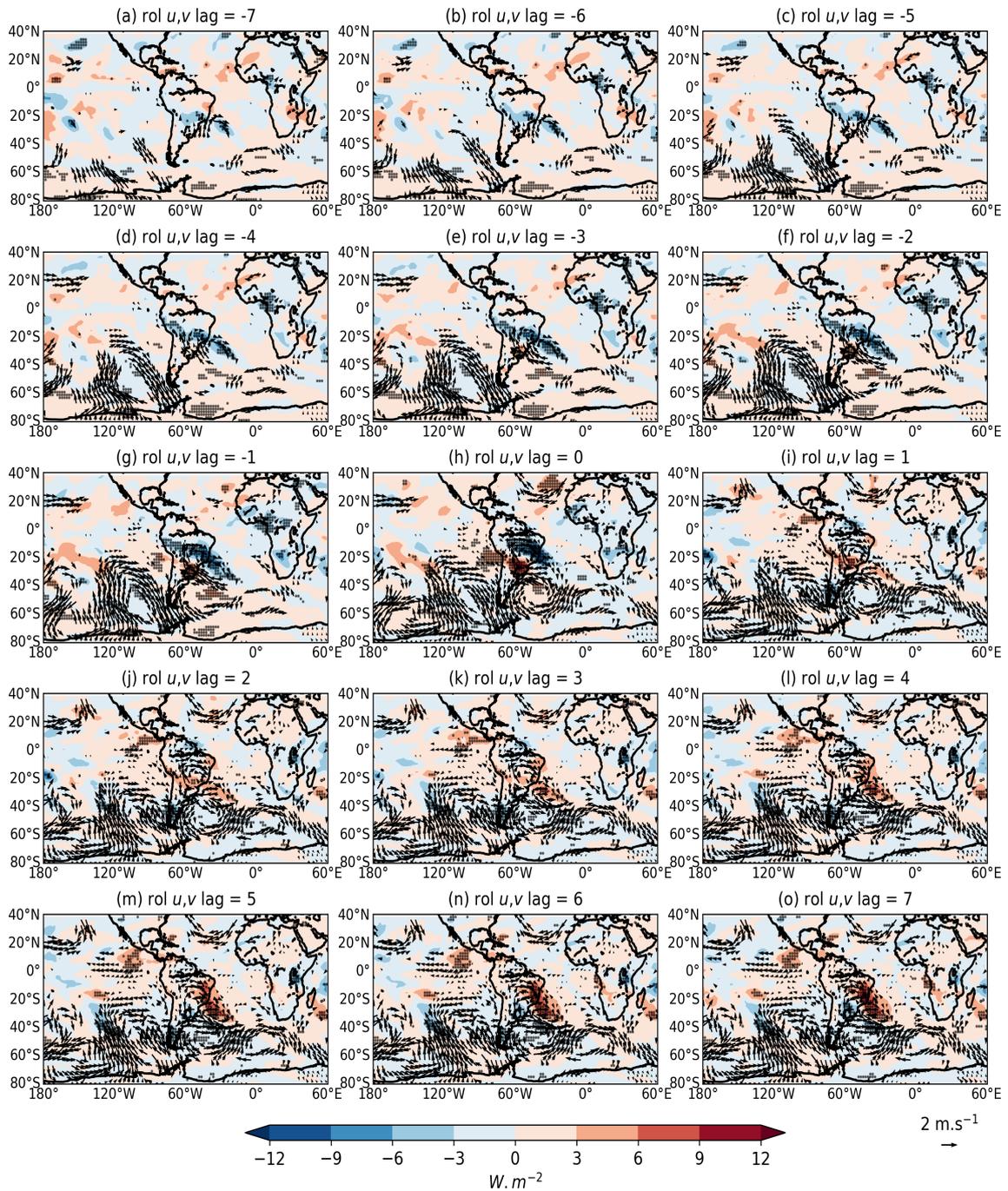
na costa da região sudeste do Brasil. Esta característica aumenta a atividade convectiva sobre o oceano, induzindo o desenvolvimento da ZCAS oceânica do lag -7 a lag -1, o que é corroborado por [Carvalho et al. \(2002\)](#), [Carvalho et al. \(2004\)](#) e [Pezzi et al. \(2022\)](#). No lag -4 (Figuras 4.3d e 4.4d), os ventos anômalos de oeste começam a se intensificar sobre o Brasil tropical sob a influência da circulação ciclônica localizada predominantemente sobre o oceano. Como mostrado em estudos anteriores ([CARVALHO et al., 2002](#); [HERDIES et al., 2002](#); [JONES; CARVALHO, 2002](#); [RICKENBACH et al., 2002](#); [CARVALHO et al., 2004](#); [MARENGO et al., 2009](#); [MUZA et al., 2009](#); [CARVALHO et al., 2011](#)) as anomalias do vento de oeste intensificam o transporte de umidade da Amazônia para o sudeste da América do Sul, aumentando a instabilidade e a convecção sobre o sudeste da América do Sul nos lags -4 a -1. Concomitantemente, o trem de ondas de Rossby em latitudes médias se intensifica nos extratropicais sobre o Oceano Antártico a leste do Chile, mantendo sua estrutura e comportamento estacionário (Figura 4.3, lags -3 a -2). À medida que a convecção aumenta no lag -3 sobre o sudeste do Brasil (Figuras 4.3 e 4.4), a supressão da convecção é observada sobre o sul do Brasil e Uruguai, onde os ventos de 850 hPa transportam ar mais frio e estável para o interior do Oceano Atlântico Sul subtropical em direção ao lado polar da ZCAS oceânica.

A partir do lag -1, a circulação anômala ciclônica sobre o leste tropical da América do Sul se fecha sobre o continente. Por outro lado, do lag +1 a lag +4, a anomalia ciclônica sobre o leste tropical da América do Sul enfraquece e é substituída por anomalias anticiclônicas, com ventos de leste transportando ar estável do oceano para o continente, inibindo a convecção na região onde a ZCAS estava ativa no lag-0. A relação entre as anomalias do vento de leste e a supressão da convecção sobre a América do Sul tropical já foi amplamente discutida por [Carvalho et al. \(2002\)](#), [Herdies et al. \(2002\)](#), [Jones e Carvalho \(2002\)](#), [Petersen et al. \(2002\)](#) e [Carvalho et al. \(2004\)](#). Dos lags +5 a +7, a supressão (convecção) domina sobre o sudeste (sul) do Brasil (Figura 4.4), invertendo o sinal da “gangorra”, consistente com observações

anteriores conforme Castro e Cavalcanti (2006), Gonzalez e Vera (2014) e Gelbrecht et al. (2018).

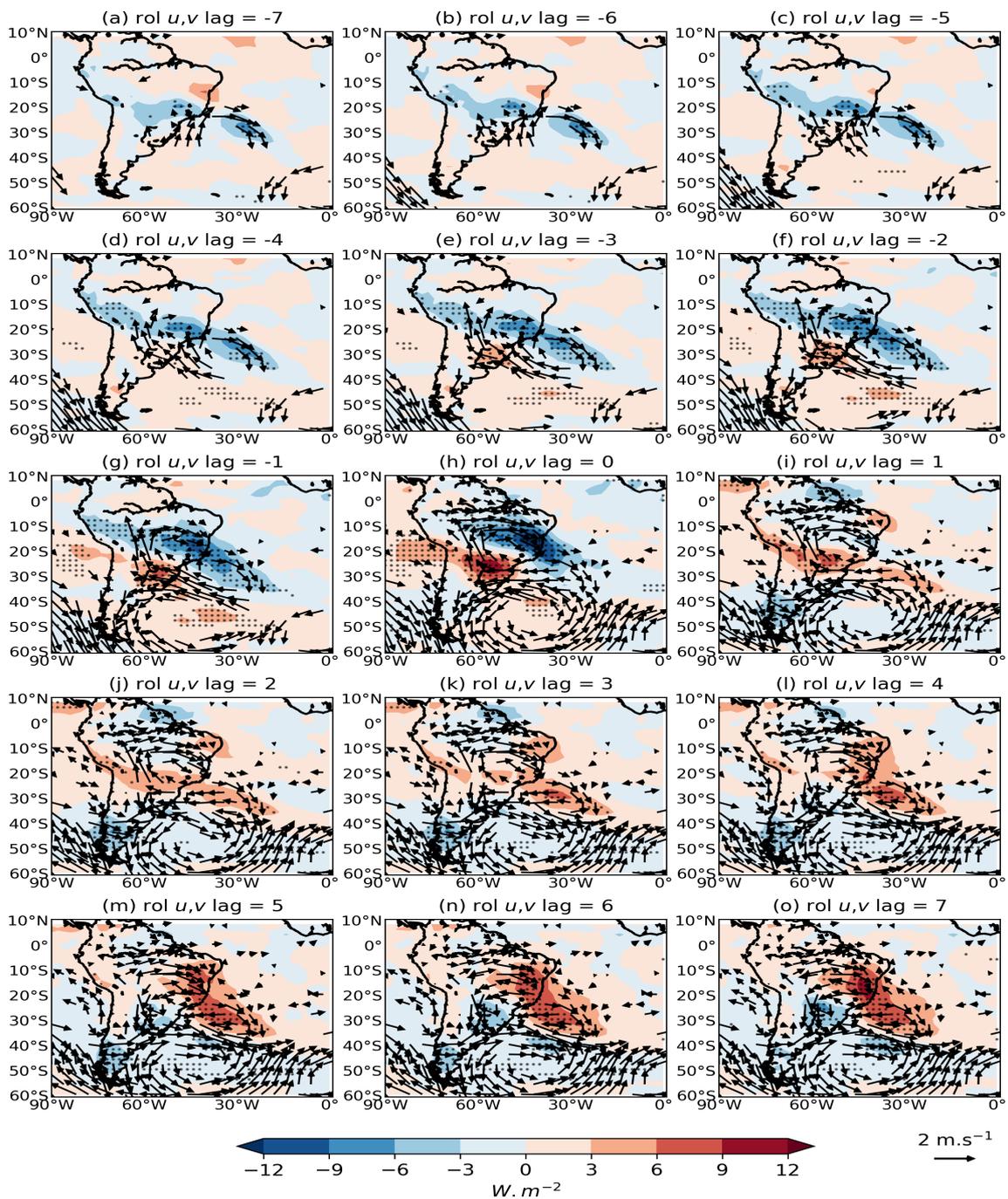
Um outro fator relevante que pode explicar o dipolo de precipitação na América do Sul é o efeito topográfico. Segundo Grimm et al. (2007), a topografia no sudeste do Brasil exerce um papel fundamental na ancoragem dos padrões de variabilidade, explicando o modo de dipolo de precipitação localizado geograficamente ao longo da América do Sul. Os autores argumentam que a topografia é a responsável por tornar o escoamento anômalo de leste que adentra pela costa leste do Brasil, nos subtrópicos proveniente do Oceano Atlântico em circulação ciclônica sobre o continente, favorecendo a ancoragem da ZCAS em sua posição climatológica. As características que os autores argumentam, principalmente relacionadas entre topografia e circulação ciclônica sobre o continente são identificadas neste estudo conforme notada na Figura 4.4.

Figura 4.3 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($W.m^{-2}$) e vento em 850 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.4 - Igual à Figura 4.3, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.



Fonte: Produção do autor.

O suporte dinâmico em altos níveis responsável pela organização da ZCAS é apresentado através das composições defasadas de anomalias intrasazonais das componentes meridional (Figura 4.5) e zonal (Figura 4.8), do vento horizontal (Figuras 4.6 e 4.7) em 200 hPa, além da altura geopotencial em 300 hPa (Figura 4.9). Vale salientar que nesta análise, fez-se necessário a separação das duas componentes do vento, cuja finalidade é esclarecer e caracterizar o caminho das ondas de Rossby em latitudes médias.

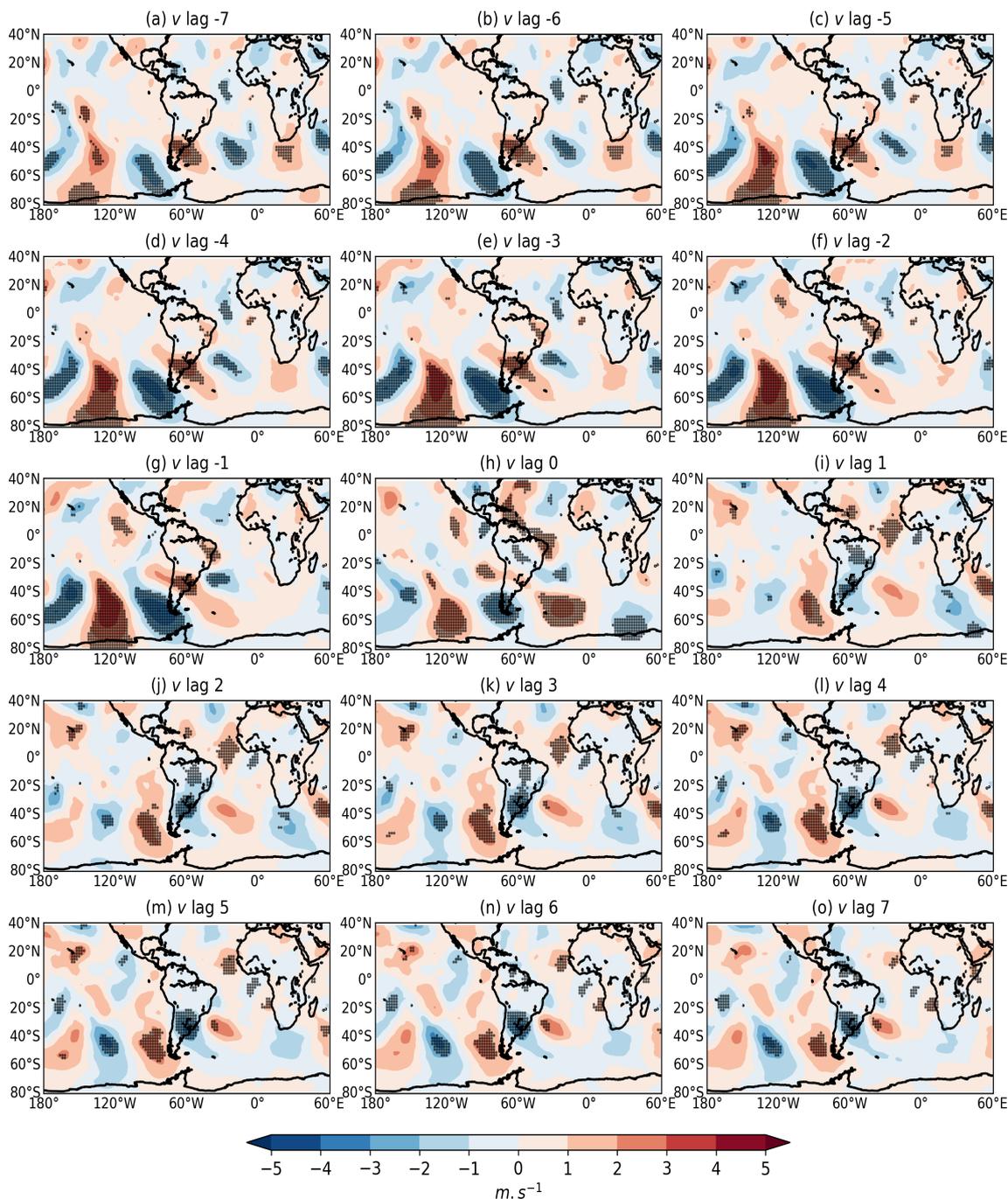
A Figura 4.5 mostra a amplificação do trem de ondas de Rossby de latitudes médias, considerando a relevância de monitorar o comportamento das anomalias do vento meridional em 200 hPa como um potencial preditor de episódios de ZCAS de longa duração. Ressalta-se a importância da intensificação das anomalias do vento meridional em 200 hPa sobre o Pacífico Sul, a oeste da América do Sul, uma vez que o trem de ondas de Rossby mantém seu comportamento estacionário desde o lag -7 até o lag -1. Essas anomalias estão associadas à amplificação de um cavado a oeste da América do Sul (Figuras 4.5, 4.6 e 4.7). A Figura 4.7 mostra os mesmos compostos defasados da Figura 4.6, porém, com o enfoque sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul para uma melhor visualização da circulação anômala e anomalias de ROL. As anomalias do vento meridional em 200 hPa mais intensas são observadas em latitudes médias entre os lags -4 a -1 (Figura 4.5). Enquanto que, a característica ciclônica a leste dos Andes permanece estacionária com intensidade semelhante, conforme indicado pelas anomalias dos ventos de sul nos subtropicais, bloqueando a propagação para leste da onda de Rossby até o lag -1. No lag-0, as anomalias do vento meridional em 200 hPa enfraquecem sobre o leste do Pacífico Sul (oeste da América do Sul) e a América do Sul subtropical. O trem de ondas de Rossby então se bifurca em latitudes médias, com um caminho observado ao longo do leste da América do Sul sobre o Oceano Atlântico Sul tropical, e o outro caminho observado ao longo do Atlântico extratropical seguindo guias de ondas discutidos em Hoskins e Ambrizzi (1993). Assim, o início de um evento de ZCAS de longa duração sobre o

continente é observado quando o trem de ondas se intensifica a leste da América do Sul e sobre o Atlântico Sul extratropical (Figuras 4.5, 4.6 e 4.7), enquanto precedido por um par estacionário de crista (sul da América do Sul)-cavado (a leste do Andes) em latitudes médias em toda a América do Sul.

Quando a ZCAS está ativa (lag-0), as anomalias do vento meridional de sul (norte) em 200 hPa se intensifica no sentido equador (polo), associadas às anomalias negativas de ROL na região da ZCAS continental (Figuras 4.3, 4.4 e 4.5). Esse padrão indica difluência, podendo ter divergência do vento em altos níveis associado com a convecção, induzindo os ventos de sul a cruzarem o equador (Figuras 4.6 e 4.7). Esse padrão de anomalias de ventos em altos níveis e ROL foi identificado por Tomaziello et al. (2016) em associação com anomalias intrasazonais nos ventos alísios e na ZCIT.

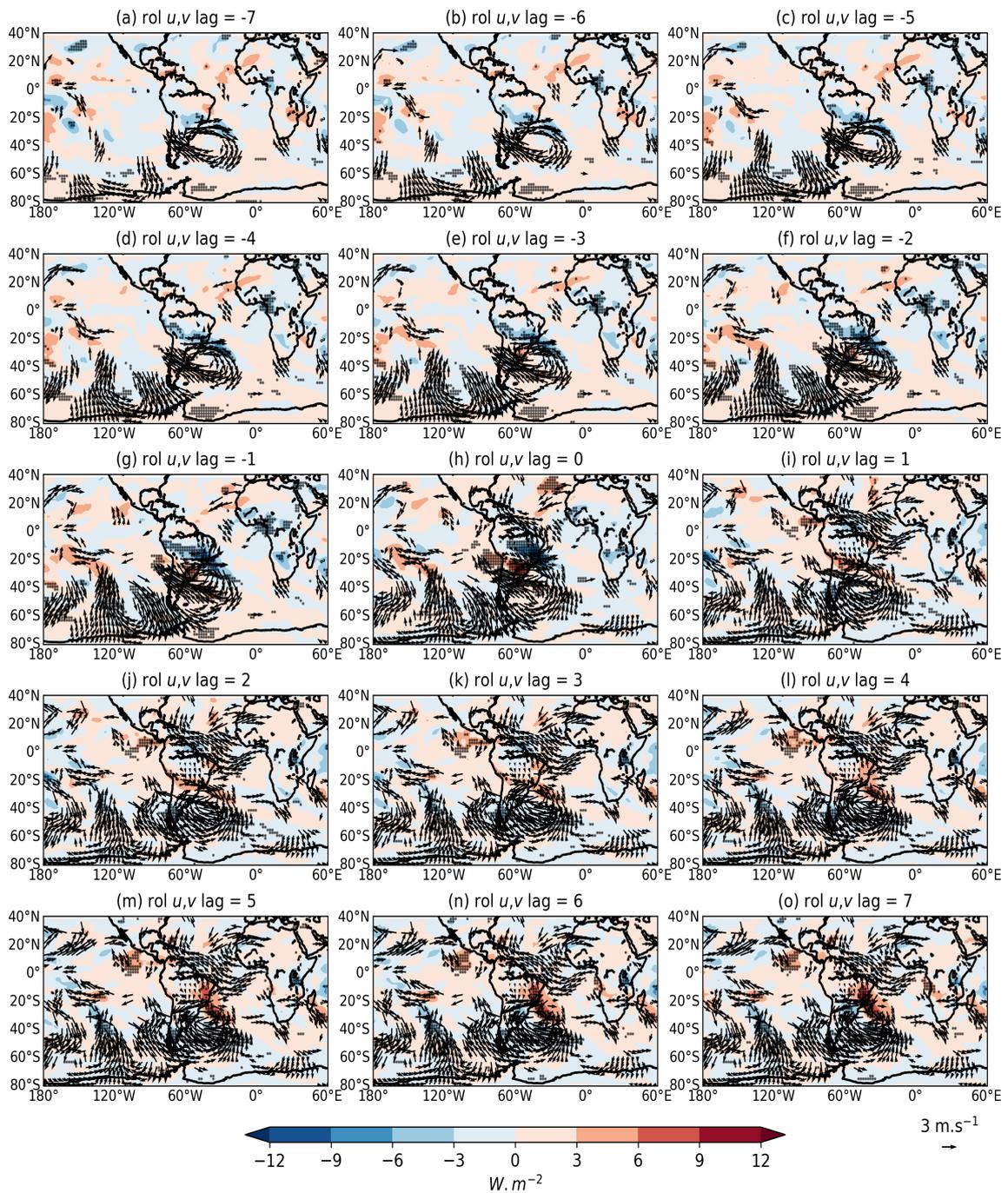
Para os compostos defasados após o evento de ZCAS, as anomalias do vento meridional em 200 hPa (Figura 4.5) indicaram claramente uma mudança na fase do trem de ondas sobre a América do Sul tropical e subtropical, que é acompanhada pela mudança nos ventos na baixa troposfera favorecendo a supressão da convecção, conforme observado no lag-0 (Figuras 4.3, 4.4).

Figura 4.5 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) para a componente do vento meridional (v) em 200 hPa ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.



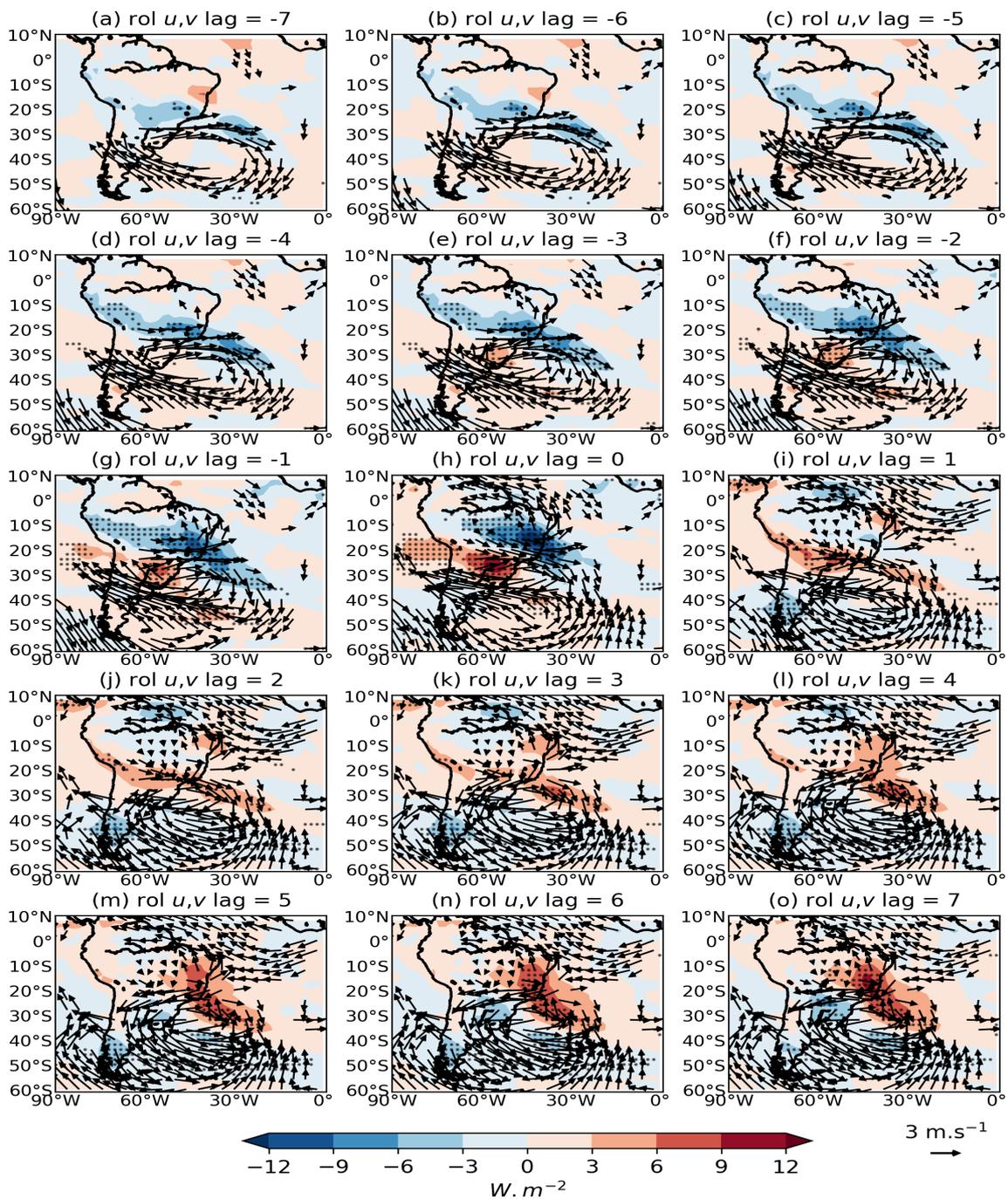
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.6 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($W.m^{-2}$) e vento em 200 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.



Fonte: Produção do autor.

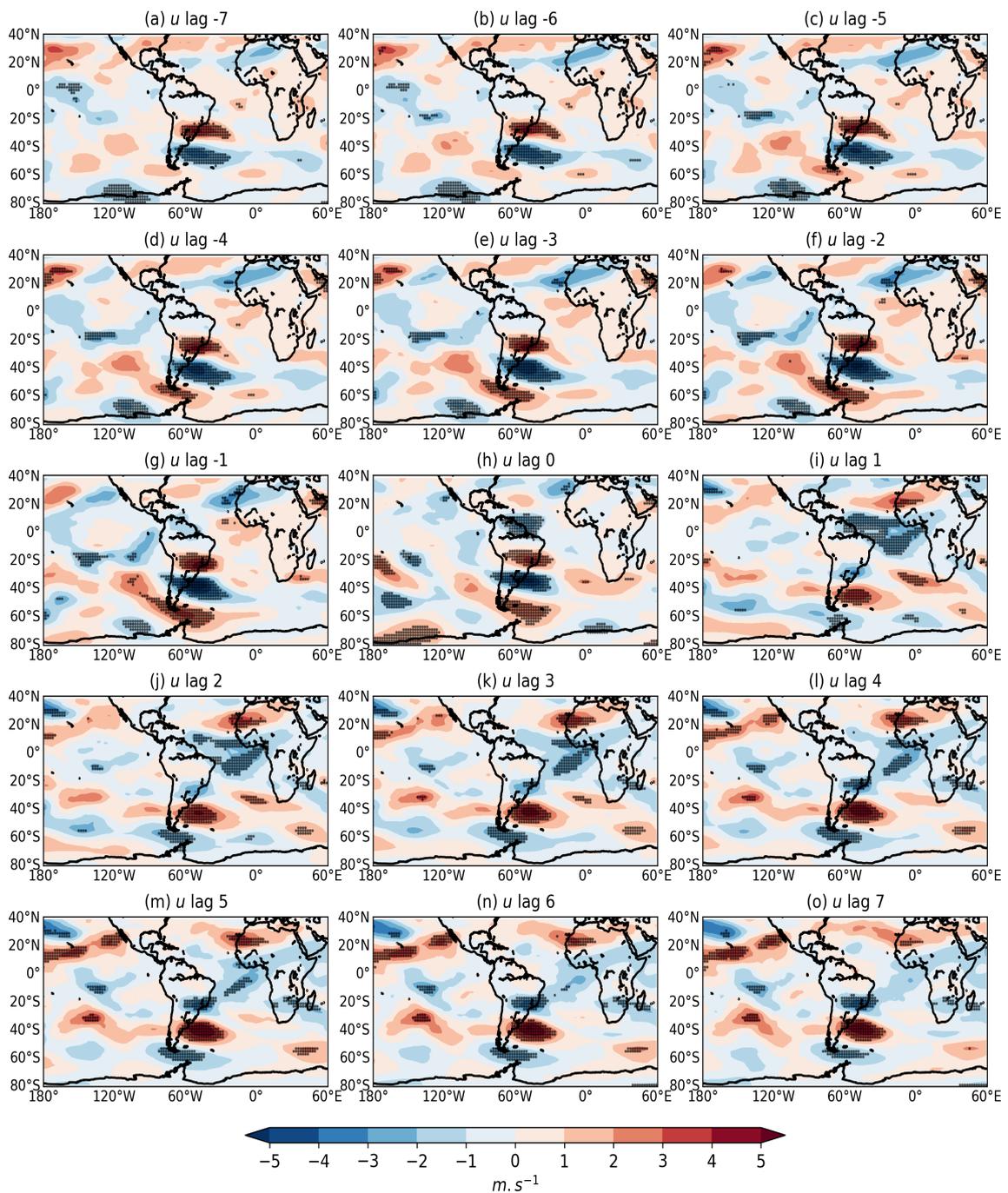
Figura 4.7 - Igual à Figura 4.6, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.8 complementa a caracterização do suporte dinâmico em altos níveis necessário para o desenvolvimento e manutenção da ZCAS de longa duração, mostrando anomalias intrasazonais do vento zonal em 200 hPa. Enquanto que o vento meridional em 200 hPa é relevante no monitoramento da amplificação do trem de ondas em latitudes médias em toda a América do Sul (Figura 4.5), por outro lado, o vento zonal em 200 hPa (Figura 4.8), caracteriza a presença de um vórtice ciclônico anômalo estacionário localizado a sul da posição ZCAS, podendo também indicar um deslocamento ou intensificação dos jatos, conforme observado na Figura 4.8. Ressalta-se neste caso, que pode ser que o jato subtropical se apresente deslocado para norte. Essa característica persiste do lag -7 a lag-0. Os ventos de oeste intensificados nos subtrópicos (em torno de 20°S) induzem a divergência na saída da corrente de jato em altos níveis em direção aos polos. Essa região coincide com atividade convectiva observada sobre a ZCAS oceânica antes do desenvolvimento da ZCAS continental. Esses resultados reforçam a importância do trem de ondas semi-estacionário de Rossby no aumento da convecção sobre o Atlântico subtropical antes do desenvolvimento da convecção sobre a América do Sul tropical. Quando a ZCAS está ativa (lag-0) sobre o continente, nota-se uma circulação anômala anticiclônica em altos níveis associada ao desenvolvimento da convecção profunda (Figuras 4.6 e 4.7), consistente com Kodama (1993), Carvalho et al. (2002), Muza et al. (2009) e Bombardi et al. (2014b). Nesta fase, o trem de ondas exibe uma estrutura baroclínica nos trópicos onde a convecção é intensificada, conforme observado pela comparação entre as Figuras 4.4 e 4.7.

Figura 4.8 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) para a componente do vento zonal (u) em 200 hPa ($m.s^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.

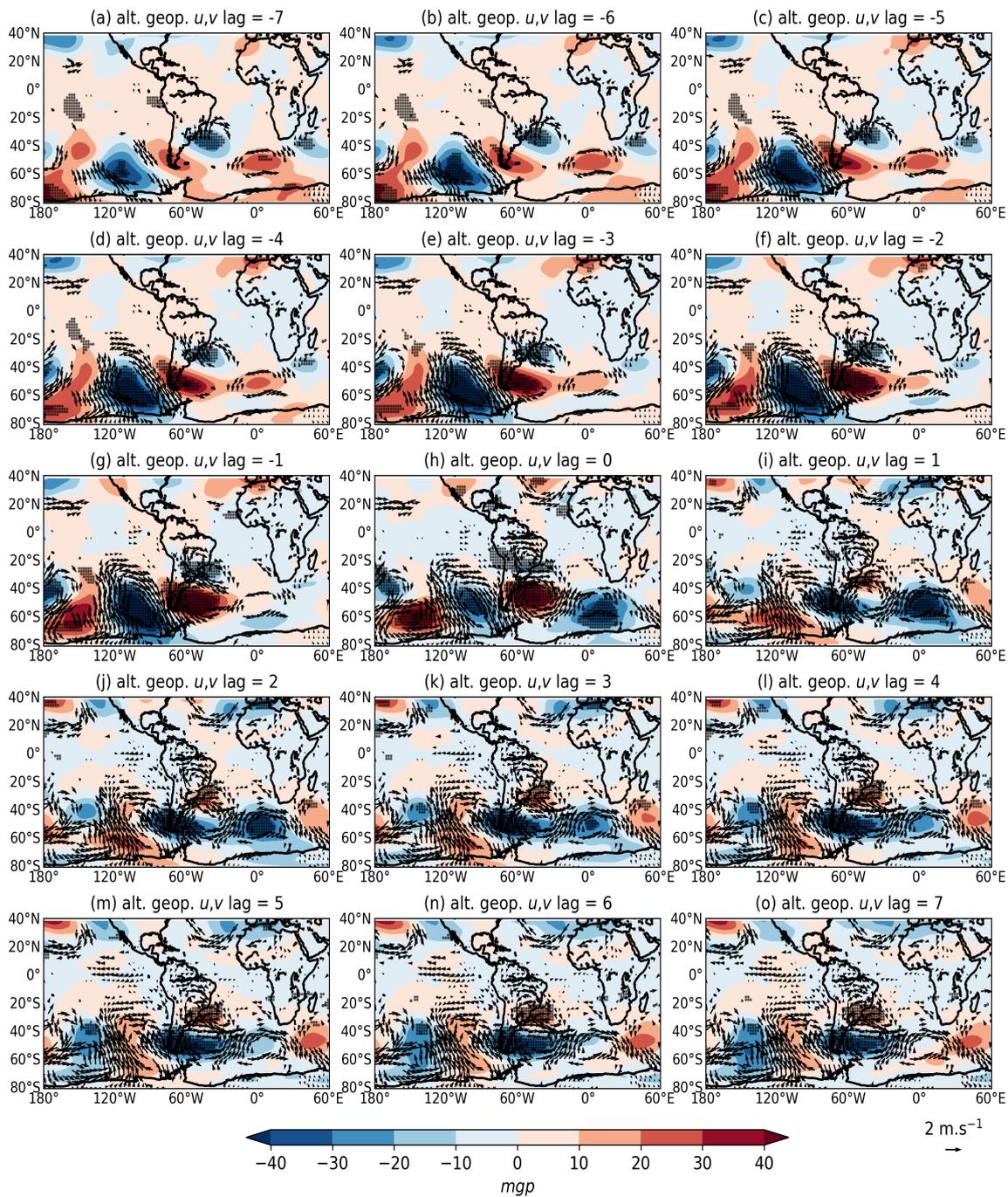


Fonte: Produção do autor.

Esse trem de ondas, notado na componente meridional do vento nos altos níveis da troposfera (Figura 4.5), possui uma relação com os compostos defasados de anomalias de vento em 850 hPa e altura geopotencial em 300 hPa, sobretudo em latitudes médias. No lag-0, na região onde os trens de ondas se propagam zonalmente, notaram-se sucessivas anomalias estatisticamente significativas de circulação ciclônica e anticiclônica de maneira alternada e alinhadas verticalmente com o mesmo sinal em 850 e 300 hPa, evidenciando, portanto, a estrutura equivalente barotrópica da onda de Rossby (Figura 4.9). Vale ressaltar que neste caso, quando há convecção, a estrutura do trem de ondas se altera, uma vez que há convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis, portanto, havendo uma estrutura baroclínica. Entretanto, na região da ZCAS em 850 hPa, no lag-0 (Figuras 4.3 e 4.4), foi observada uma circulação anômala ciclônica que associa-se a convergência em baixos níveis. Por outro lado, em 200 hPa (Figuras 4.6 e 4.7), notou-se uma circulação anticiclônica associada a divergência na alta troposfera, tornando evidente uma estrutura baroclínica na região da ZCAS (HOSKINS; KAROLY, 1981; MARTON, 2000; FERREIRA; GAN, 2011; BOMBARDI et al., 2014a; TOMAZIELLO et al., 2016). Além disso, durante a atividade da ZCAS, no lag-0, nota-se uma anomalia anticiclônica com estrutura barotrópica sobre o Oceano Atlântico em latitudes médias nas proximidades da costa da América do Sul (Figuras 4.3 e 4.4), conforme também notado por Seluchi e Chou (2009).

Esses trens de ondas que aparecem associados à ZCAS na escala intrasazonal explicam o padrão de dipolo de precipitação que aparece entre o sul e sudeste da América do Sul (Figura 4.4), esta última região é identificada por ser a localização climatológica da ZCAS (CARVALHO et al., 2004; MUZA et al., 2009; GELBRECHT et al., 2018).

Figura 4.9 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de altura geopotencial em 300 hPa (sombreado) (mgp) e vento em 850 hPa (vetor) ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.



Fonte: Produção do autor.

4.2.2 Relações com a TSM

A TSM é uma componente importante na interação oceano-atmosfera. É ela que controla as trocas de calor, massa, *momentum* e gás entre os dois meios. Sendo assim, pequenas alterações de TSM pode gerar grandes mudanças no escoamento atmosférico, nos fluxos de calor da interface ar-mar e provocar impactos nos sistemas meteorológicos de tempo e de clima (PEZZI; SOUZA, 2009).

O acoplamento entre as componentes oceânica (TSM) e atmosférica (ZCAS), esta última associada as anomalias de ROL, já foi investigado anteriormente em múltiplas escalas espaço-temporais (BARREIRO et al., 2002; BARREIRO et al., 2005; CHAVES; NOBRE, 2004; PEZZI et al., 2005; DE ALMEIDA et al., 2007; MUZA et al., 2009; MA et al., 2011; NOBRE et al., 2012; BOMBARDI et al., 2014a; BOMBARDI et al., 2014b; JORGETTI et al., 2014; TIRABASSI et al., 2015; PEZZI et al., 2022). De acordo com as análises anteriores, foram investigadas relações com compostos defasados de anomalias intrasazonais de TSM (Figura 4.10). A Figura 4.11 mostra os mesmos compostos defasados da Figura 4.10, porém, com o enfoque sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul para uma melhor visualização da reversão do sinal das anomalias do dipolo de TSM no Atlântico tropical e subtropical. Uma característica notável que aparece nesses compostos defasados é a “piscina” de anomalias frias de TSM adjacentes à América do Sul que persistem do lag -7 a lag-0. Do lag +1 a lag +4 essas anomalias invertem o sinal e se tornam positivas. Pezzi et al. (2022) investigaram as relações entre a ZCAS oceânica e a TSM do Atlântico e propuseram dois mecanismos de acoplamento distintos: termodinâmico e dinâmico. O mecanismo termodinâmico é responsável pelo efeito da nebulosidade e precipitação na radiação de ondas curtas incidente resultando no resfriamento da TSM, como discutido por Chaves e Nobre (2004), De Almeida et al. (2007) e Nobre et al. (2012). O mecanismo dinâmico, segundo Pezzi et al. (2022), é um tipo de acoplamento mais complexo e envolve interações entre ventos e a camada limite oceânica.

A piscina de anomalias negativas de TSM, que precede a ZCAS (Figuras 4.10 e 4.11), é observada em uma região que é influenciada pela Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A CBM é caracterizada pela convergência de duas correntes opostas no Oceano Atlântico Sudoeste: as águas tropicais quentes e salinas transportadas de norte pela Corrente do Brasil e as águas subantárticas frias e menos salinas transportadas de sul pela Corrente das Malvinas (PETERSON; STRAMMA, 1991; PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009). Pezzi et al. (2005) em estudos observacionais, mostraram grandes contrastes de temperatura e fluxos de calor entre os lados quente e frio da CBM, mostrando evidências de que sistemas sinóticos podem modular diferenças de TSM devido a fortes ventos próximos à superfície. Em estudo posterior, Acevedo et al. (2010) investigaram as mudanças na camada limite atmosférica na região da CBM provocadas por passagens de sistemas frontais durante outubro-novembro. Os autores observaram comportamentos distintos no lado frio e quente da confluência, com o lado frio exibindo uma camada limite estratificada mais estável. Os compostos defasados sugerem que o centro anticiclônico anômalo semi-estacionário, associado ao trem de onda, está posicionado de tal forma que as respectivas anomalias dos ventos de sudeste interagem com o CBM, conforme observado pela comparação entre a Figura 4.3 com a Figura 1 em Acevedo et al. (2010). Esses ventos podem induzir a advecção persistente de ar frio na região e perturbar a estrutura da CBM, o que pode resultar em uma piscina de anomalias negativas de TSM, como observado nas Figuras 4.10 e 4.11. Acevedo et al. (2010) encontraram uma camada limite atmosférica fria estavelmente estratificada que se forma sobre as anomalias frias de TSM inibindo a convecção, enquanto há um contraste do gradiente de pressão devido as massas de ar com características termodinâmicas distintas conforme notado por Pezzi et al. (2005). Esses gradientes podem contribuir para manter a anomalia ciclônica sobre o Atlântico Sul subtropical e, conseqüentemente, a ZCAS oceânica ativa e estacionária do lag -7 a lag -1 (Figuras 4.3, 4.4, 4.10 e 4.11).

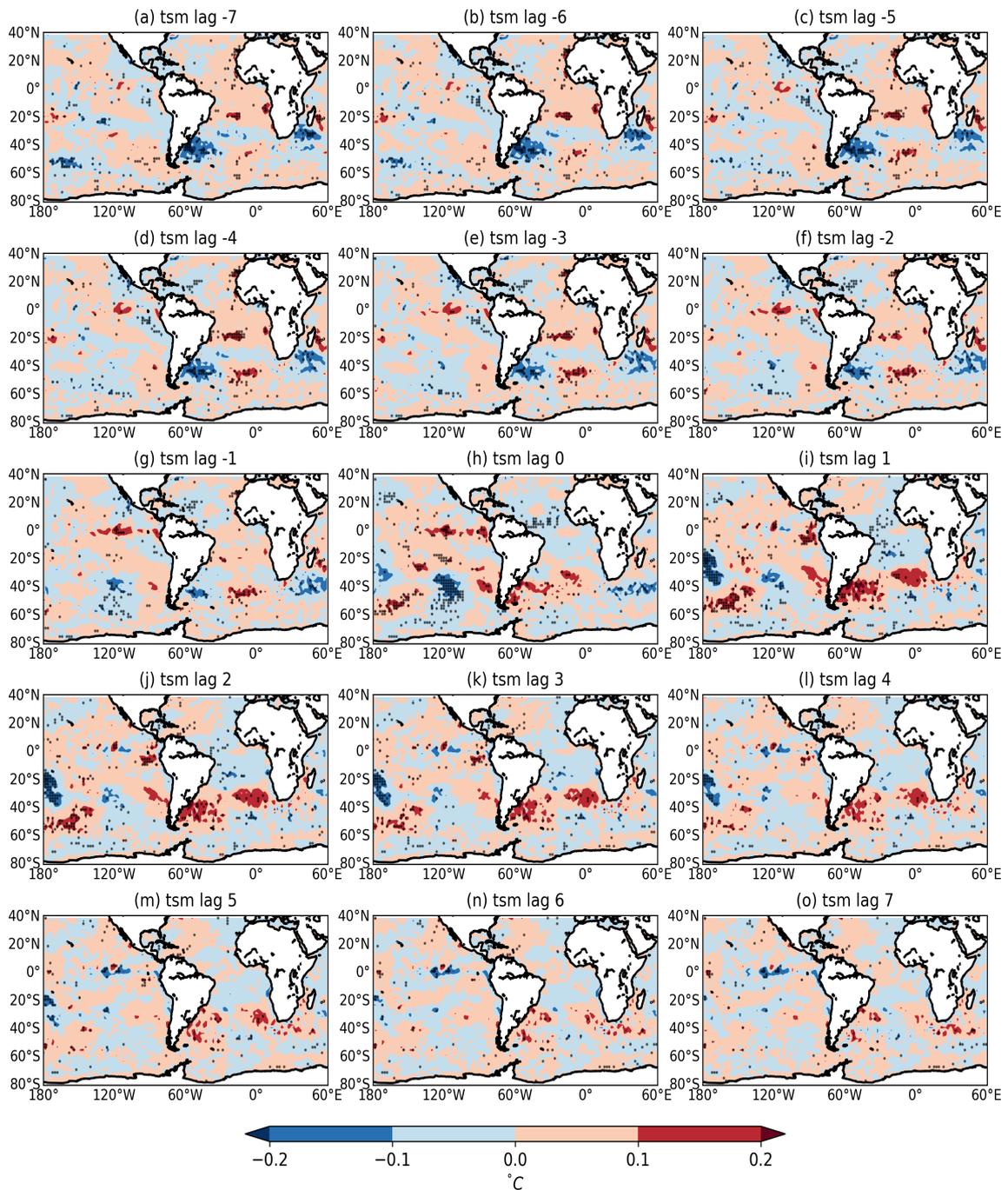
No lag-0, quando a convecção se torna intensa sobre o continente e as anomalias

ciclônicas se deslocam do Atlântico para o continente, a piscina com anomalias negativas de TSM ao longo do CBM é desestabelecida, uma vez que o anticiclone anômalo ao sul desse ciclone, deslocou-se ligeiramente para leste, fazendo com que o escoamento ao longo da costa da região sudeste da América do Sul seja de norte, colaborando para a mudança de sinal da TSM. Uma anomalia anticiclônica é observada na região de confluência, possivelmente advectando águas mais quentes para os subtropicais (Figuras 4.3 e 4.4). Este processo pode explicar a transição para uma anomalia quente na mesma região de lag-0 a lag +4. Portanto, esses resultados indicam que o mecanismo de acoplamento dinâmico domina em escalas de tempo intrasazonais. Observe que, exceto por alguns pontos de grade estatisticamente significativos, nenhuma anomalia negativa de TSM é observada onde a ZCAS oceânica está ativa como deveria ser esperado de acordo com o mecanismo de acoplamento termodinâmico, ou seja, feedback negativo entre a cobertura de nuvens da ZCAS induzindo uma redução de radiação de onda curta, proposto em [Chaves e Nobre \(2004\)](#). Uma possível razão para essa discrepância é a escala espaço-temporal investigada neste trabalho. É possível que o feedback de radiação de onda curta-nuvem seja um processo mais transiente (mesoescala) ([PEZZI et al., 2022](#)) observado em escalas que foram filtradas neste estudo. Notou-se que o resfriamento do Atlântico Sul Subtropical mostrado na Figura 4.10 e hipoteticamente associado a perturbações na CBM contrasta com os resultados apresentados em [Bombardi et al. \(2014b\)](#). Neste trabalho, o aumento da precipitação sobre o continente, isto é, sobre o Sudeste do Brasil (posição climatológica da região da ZCAS), apareceu relacionado à fase negativa do Dipolo do Atlântico Sul, caracterizada por temperaturas quentes nos subtropicais e temperaturas frias nos trópicos ([BOMBARDI et al., 2014a](#); [BOMBARDI et al., 2014b](#)). Portanto, eventos estacionários da ZCAS parecem ter uma assinatura única em relação às anomalias de TSM do Atlântico Sul. Isso implica que anomalias de TSM na CBM são importantes para serem monitoradas juntamente com anomalias de circulação atmosférica, associadas ao trem de ondas de Rossby para melhor

prever a probabilidade de eventos de ZCAS de longa duração.

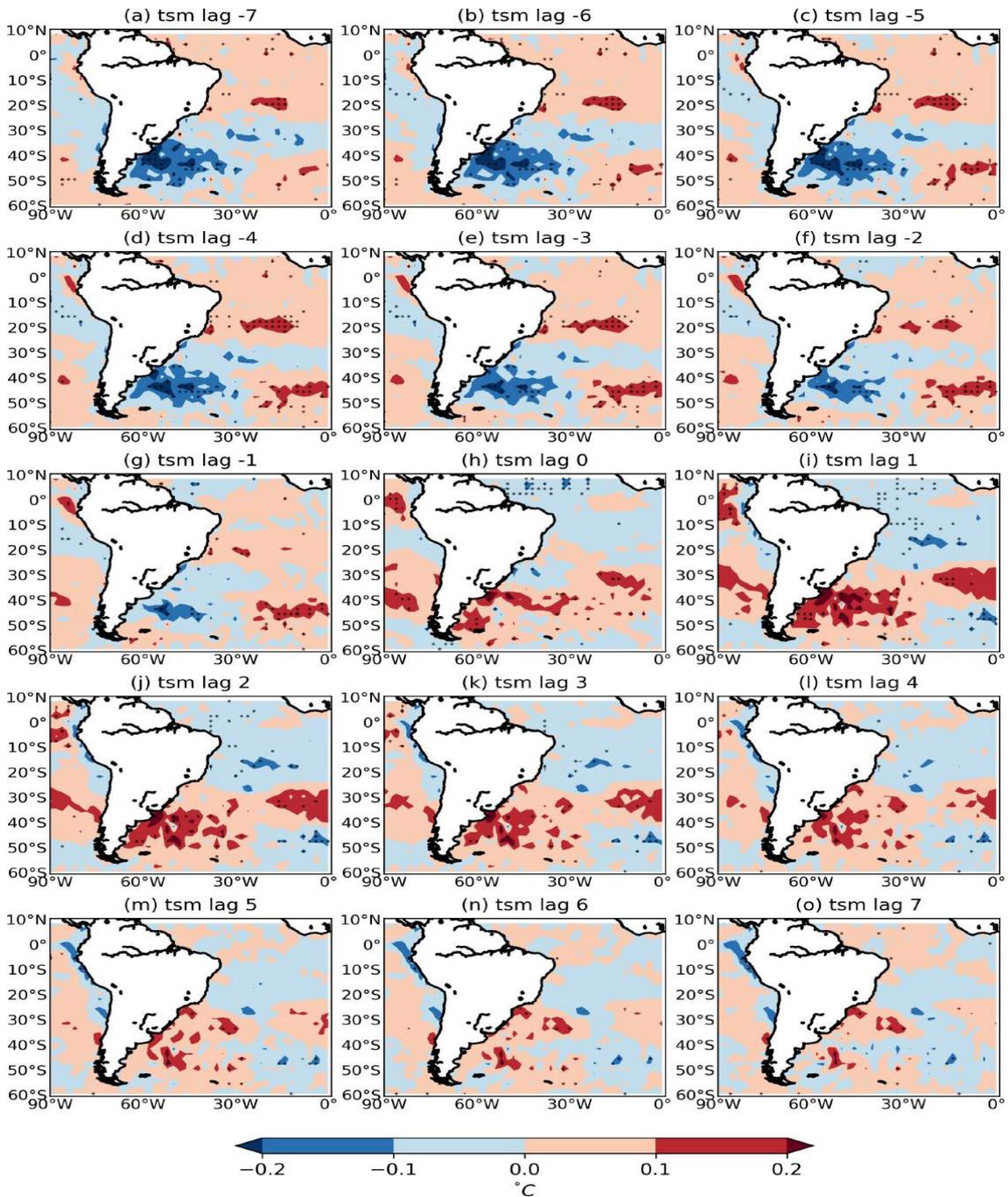
De acordo com [Matos Júnior \(2013\)](#), a resposta oceânica à presença da ZCAS tem papel importante durante o processo de resfriamento. O entranhamento de águas frias na base da camada de mistura oceânica, com conseqüente transporte vertical ascendente de massa, reduz a espessura dessa camada como também contribui para o decaimento da TSM. Estes argumentos podem explicar a presença das anomalias negativas observadas nos dias que antecedem a ZCAS, isto é, lags negativos.

Figura 4.10 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) para TSM ($^{\circ}\text{C}$). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.11 - Igual à Figura 4.10, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.



Fonte: Produção do autor.

4.2.3 Episódios de ZCAS com persistência de 4 dias

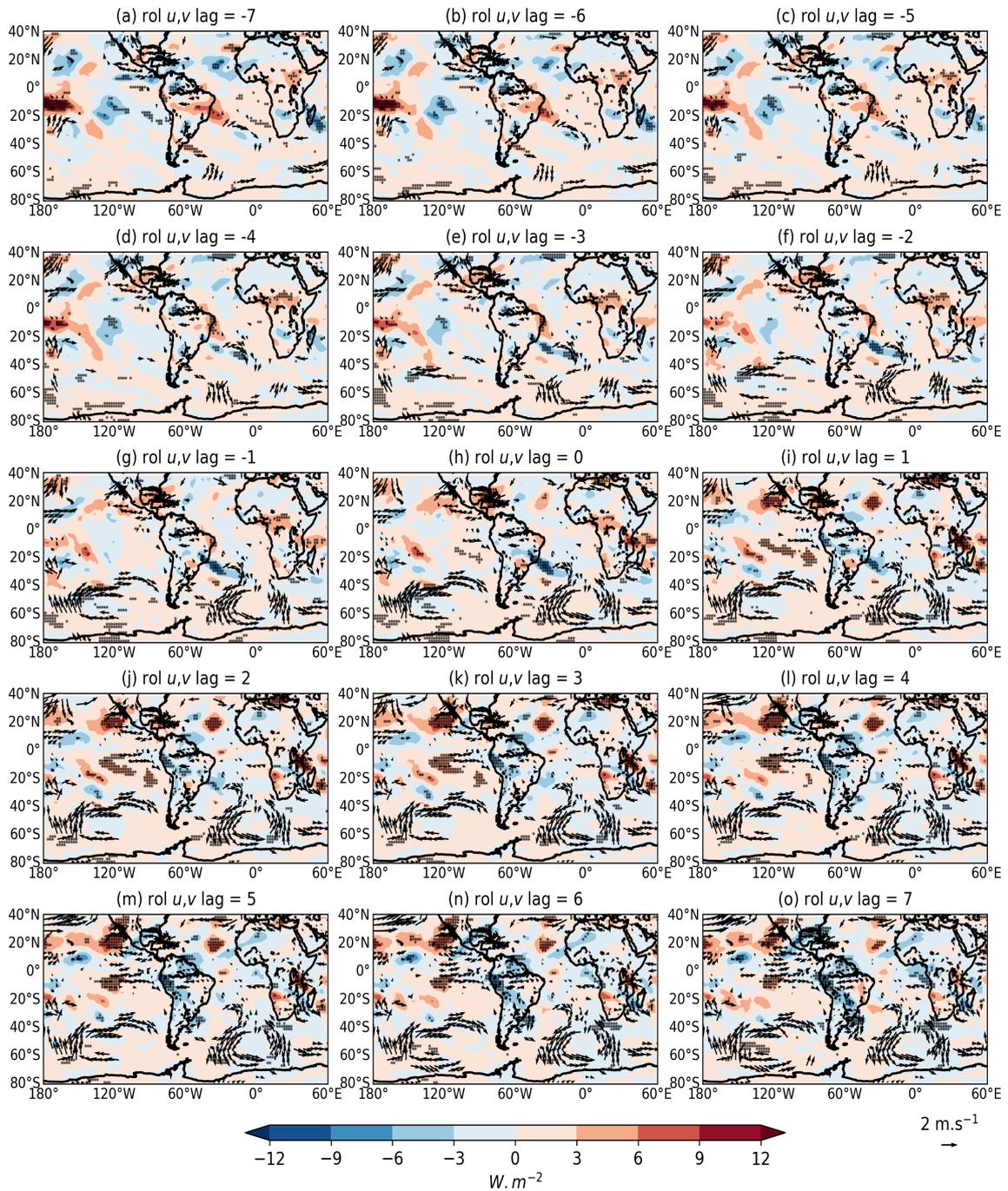
A comparação entre eventos de ZCAS de curta e longa duração pode fornecer informações importantes na compreensão da dinâmica desses casos. É através da comparação das condições dinâmicas em altos e baixos níveis, que as diferenças entre os episódios curtos e de longa duração são ressaltadas. Episódios de ZCAS de curta duração ocorrem com maior frequência em relação aos casos de longa duração (CARVALHO et al., 2004).

Para avaliar o potencial de discernir prognósticos entre eventos de ZCAS de longa duração e episódios curtos, investigou-se as anomalias de circulação (ventos zonal e meridional), ROL e TSM para 23 casos de ZCAS, cuja duração foi de 4 dias (daqui em diante ZCAS_{4-dias}). Esse é o total de número de casos com a frequência de 4 dias disponível no Boletim Climanálise para o período de estudo. A Figura 4.13 mostra os mesmos compostos defasados da Figura 4.12, porém, com o enfoque sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul para uma melhor visualização da circulação anômala e anomalias de ROL. A Figura 4.12 apresenta anomalias de ROL e circulação anômala em 850 hPa, similarmente a Figura 4.3, mas para ZCAS_{4-dias}. Enquanto a ZCAS_{4-dias} parece estar relacionada com a presença de um trem de onda de Rossby em latitudes médias, há uma diferença notável entre os eventos ZCAS_{4-dias} e os casos de ZCAS de longa duração, trata-se da diferença entre os padrões das anomalias de vento em torno da América do Sul extratropical, possivelmente impulsionado pela natureza mais transiente desses eventos, indicando a importância das anomalias de escala sinótica que são filtradas nestas análises e maiores diferenças caso a caso. Uma outra observação diz respeito à configuração dos trens de ondas de latitude média entre 60°S-40°S em toda a América do Sul, conforme notado na Figura 4.12. Em toda a América do Sul (ou seja, entre 180°W e 60°E) observa-se 3 ondas para casos de ZCAS de longa duração (Figuras 4.3 e 4.9) e uma onda para ZCAS_{4-dias}, com um par (cavado-crista) semi-estacionário no lado leste e oeste do sul da América

do Sul, respectivamente, do lag -3 a lag +4 (Figuras 4.12 e 4.16). Além disso, os eventos de ZCAS_{4-dias} também exibem um padrão distinto de atividade convectiva. Primeiro, as ZCAS_{4-dias} oceânicas parecem se desenvolver mais afastadas da costa em comparação com as ZCAS de longa duração. As ZCAS_{4-dias} oceânicas começam a se desenvolver no lag -7 associadas a uma circulação anômala ciclônica em torno de 30°S, na região central do Oceano Atlântico Sul. Este ciclone anômalo persiste do lag -7 a lag +7 (Figura 4.12). Vale destacar que, mesmo durante o lag-0, a circulação anômala ciclônica nos casos de ZCAS_{4-dias} não é deslocada sobre o continente, como observado durante os episódios de ZCAS de longa duração, conforme observado pela comparação entre o lag-0 da Figura 4.3 e o lag-0 da Figura 4.12. Além disso, a convecção da ZCAS_{4-dias} permanece intensa sobre o oceano no lag-0, contrastando com os eventos de ZCAS de longa duração. A Figura 4.15 mostra os mesmos compostos defasados da Figura 4.14, porém, com o enfoque sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul para uma melhor visualização da circulação anômala e anomalias de ROL. A Figura 4.14 apresenta anomalias de ROL e circulação anômala em 200 hPa, similarmente a Figura 4.6, mas para ZCAS_{4-dias}. Ressalta-se que, mesmo durante o lag-0, a circulação anômala anticiclônica nos casos de ZCAS_{4-dias} permanece sobre o oceano, diferentemente do que é observado durante os episódios de ZCAS de longa duração, conforme notado pela comparação entre o lag-0 da Figura 4.6 e o lag-0 da Figura 4.14. Este anticiclone anômalo persiste do lag -2 a +7 (Figura 4.14). Os campos de anomalias do vento horizontal em 850 hPa e altura geopotencial em 300 hPa para os casos curtos de ZCAS (Figura 4.16), não apresentam características associadas à ZCAS de longa duração e a sua manutenção, tais como: uma circulação anticiclônica com estrutura barotrópica no lag-0 sobre o Oceano Atlântico sudoeste advectando umidade em direção a ZCAS, sobretudo na sua porção oceânica, próxima a costa do Brasil (Figura 4.3); uma circulação anômala ciclônica sobre o continente que se associa a convergência em baixos níveis (Figura 4.3) e uma circulação anticiclônica no continente associada a divergência na alta troposfera (Figura

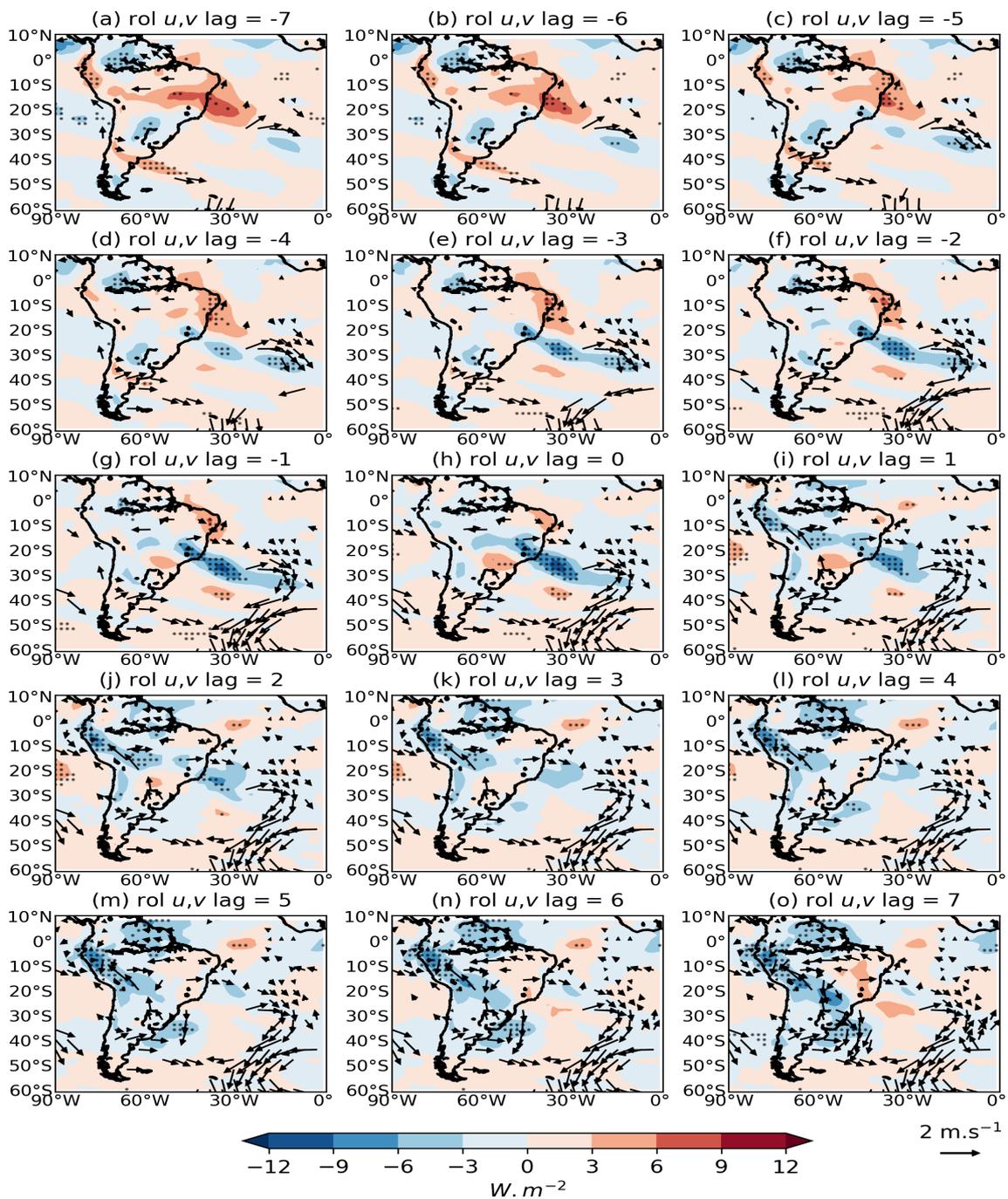
4.7). Portanto, essas observações indicam que as ZCAS de longa duração são impulsionadas por forçantes e feedbacks locais e remotos muito mais fortes quando comparado com a ZCAS_{4-dias}. Essas diferenças podem ser claramente distinguidas nos compostos defasados de circulação e ROL.

Figura 4.12 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($W.m^{-2}$) e vento em 850 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$) para eventos com persistência de 4 dias. Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.



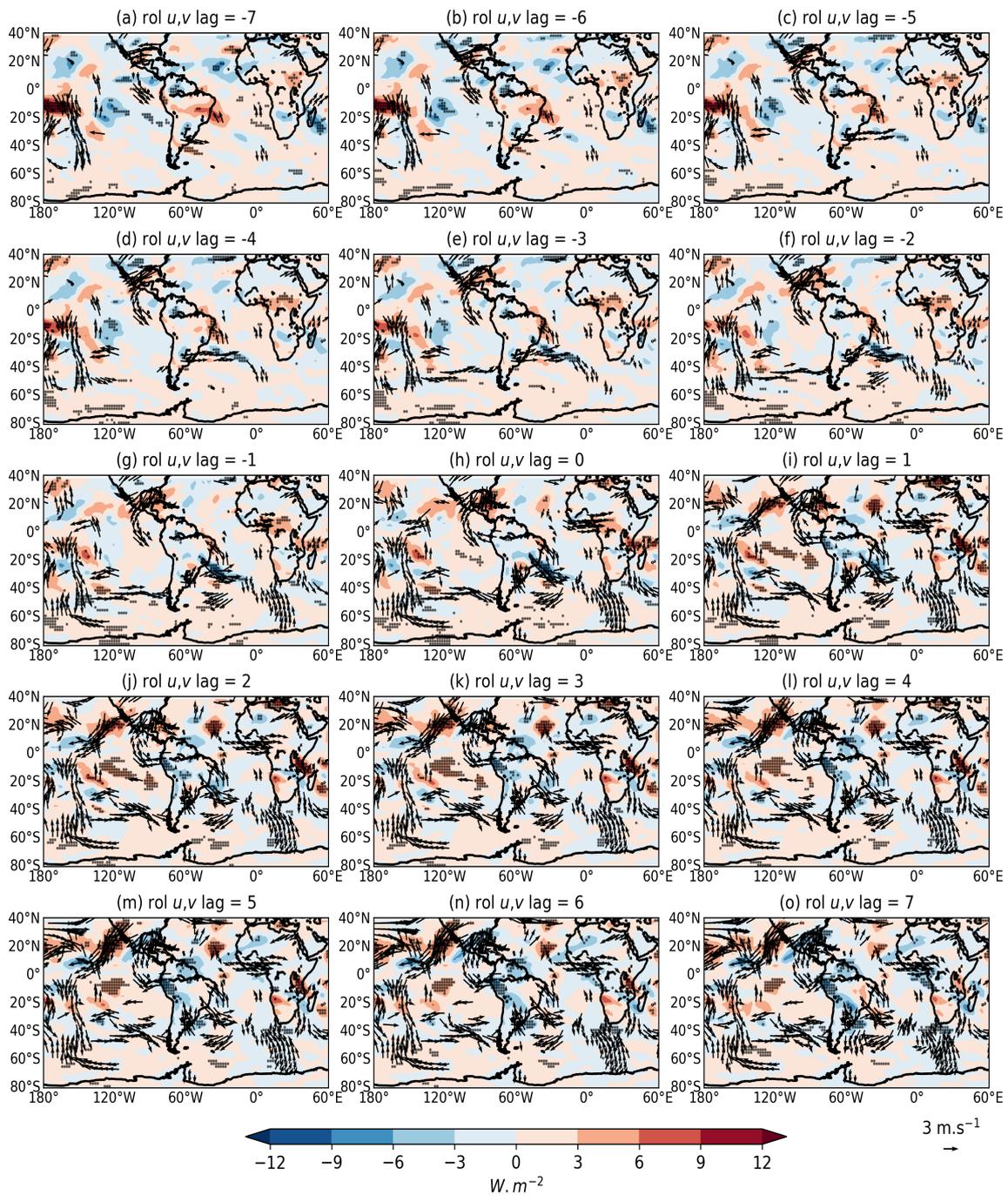
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.13 - Igual à Figura 4.12, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.



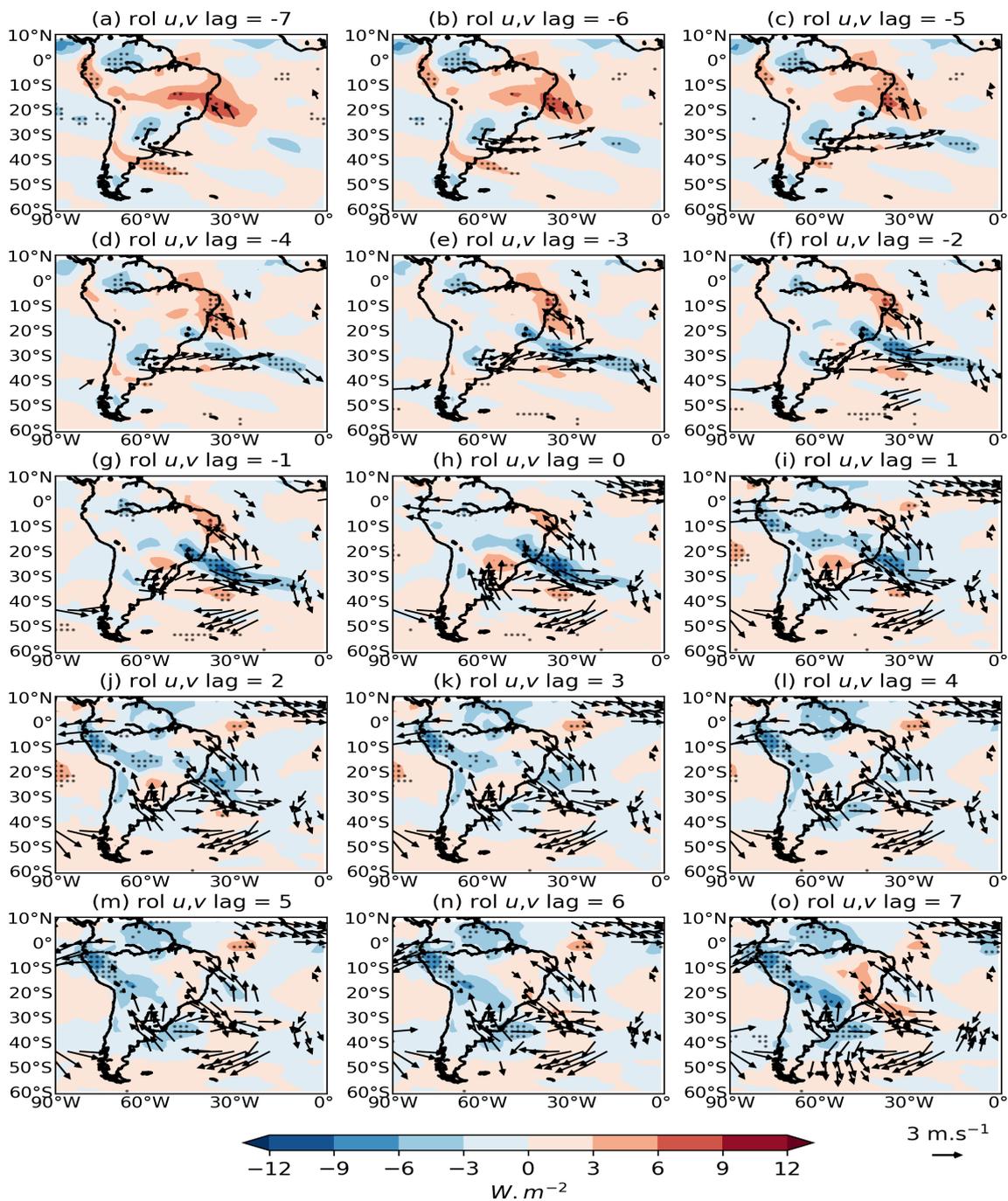
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.14 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de ROL (sombreado) ($W.m^{-2}$) e vento em 200 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$) para eventos com persistência de 4 dias. Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.



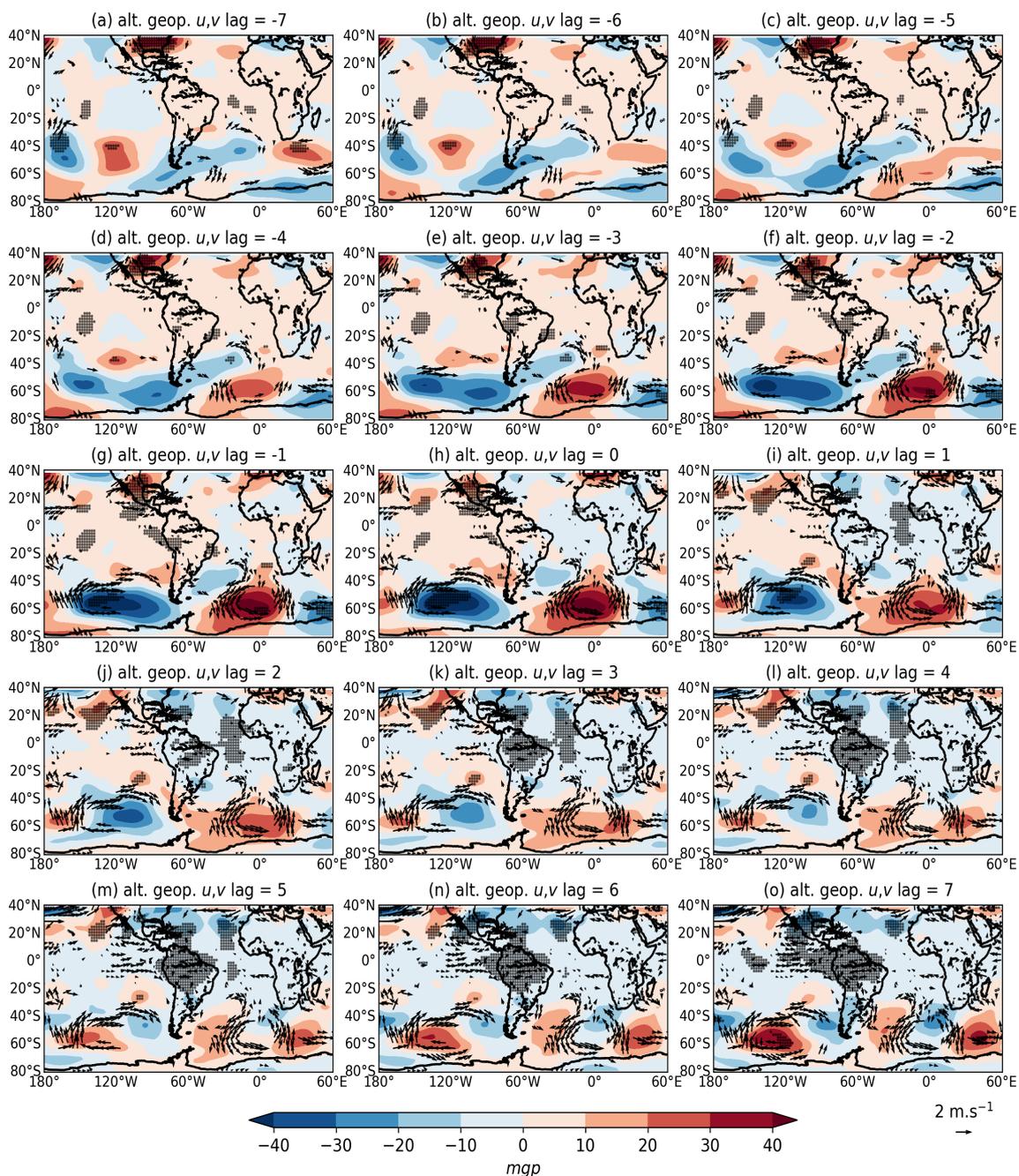
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.15 - Igual à Figura 4.14, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.16 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de altura geopotencial em 300 hPa (sombreado) (mgp) e vento em 850 hPa (vetor) ($m.s^{-1}$) para eventos com persistência de 4 dias. Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.

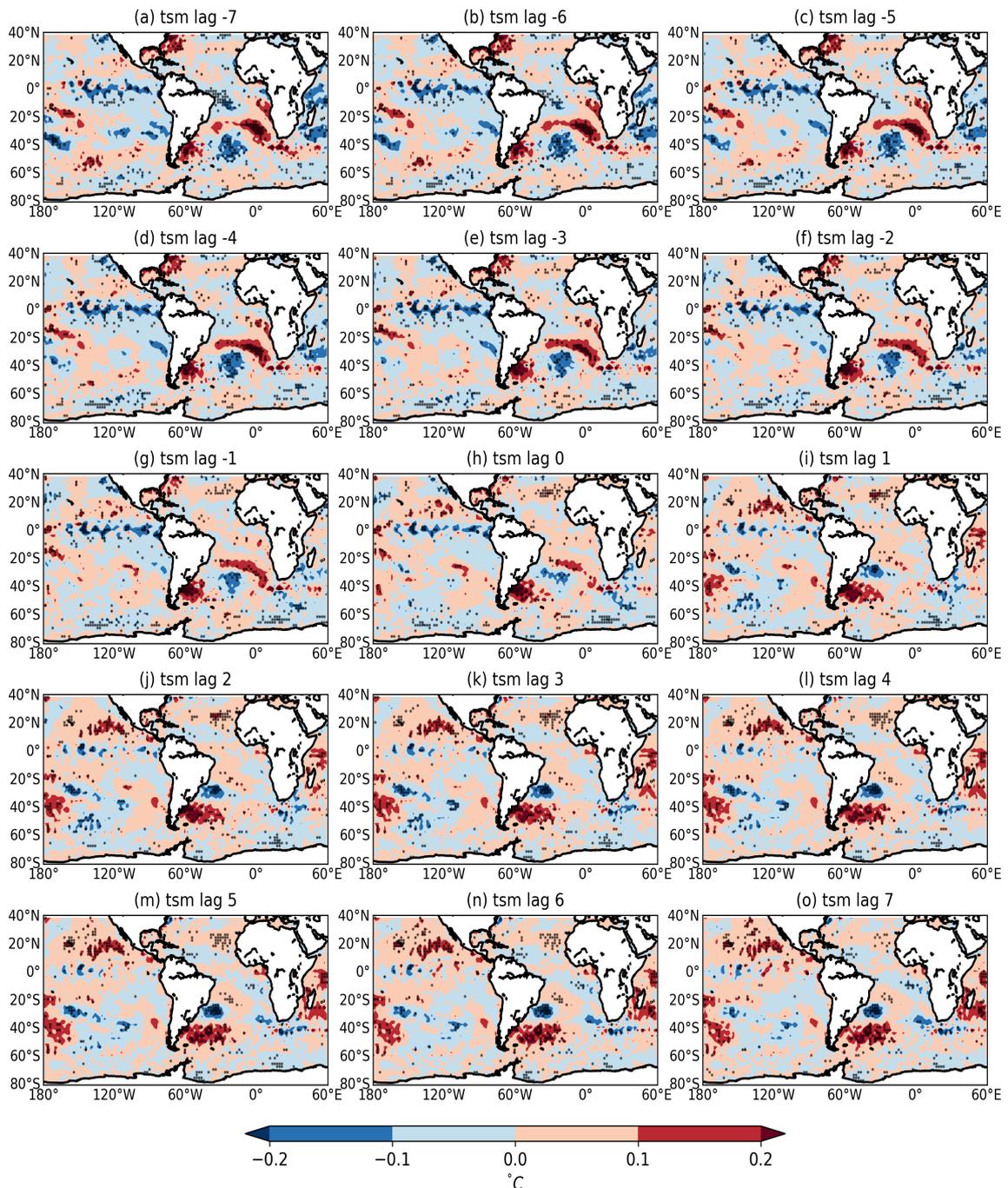


Fonte: Produção do autor.

Outra diferença marcante entre eventos de ZCAS de longa duração e $ZCAS_{4\text{-dias}}$ diz respeito às anomalias de TSM (Figura 4.17). A Figura 4.18 mostra os mesmos compostos defasados da Figura 4.17, porém, com o enfoque sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul para uma melhor visualização da reversão do sinal das anomalias do dipolo de TSM no Atlântico tropical e subtropical. Características anômalas são observadas durante os eventos de $ZCAS_{4\text{-dias}}$ que contrastam com a ZCAS de longa duração. Sobre a região central do Atlântico Sul, a persistente circulação anômala ciclônica em baixos níveis parece desempenhar um papel importante no surgimento de anomalias negativas e positivas de TSM sobre a Bacia do Atlântico Sul longe do continente. A hipótese é que, no setor norte do ciclone anômalo persistente, os ventos anômalos de oeste transportam as águas relativamente quentes da corrente do Brasil para leste, enquanto no setor sul do ciclone anômalo persistente, os ventos anômalos de leste transportam as águas frias da corrente da Benguela para oeste. Esses transportes criam o padrão de dipolo das anomalias de TSM quente-fria sobre o Atlântico Sul subtropical (Figuras 4.17 e 4.18) do lag -7 a lag +7. O lado frio do dipolo parece parcialmente sobreposto por anomalias negativas de ROL associadas a uma ZCAS oceânica no lag -5 a lag +2, conforme observado pela comparação entre a Figura 4.17 com a Figura 4.10. Isso indica que o efeito termodinâmico, ou seja, feedback negativo, em que o resfriamento das anomalias de TSM se dá pelo bloqueio da incidência de radiação de onda curta até a superfície devido ao efeito da nebulosidade (CHAVES; NOBRE, 2004; DE ALMEIDA et al., 2007; NOBRE et al., 2012; PEZZI et al., 2022), podendo também estar presente do lag -5 a lag +2. No entanto, do lag +3 a lag +7, a anomalia do dipolo de TSM é mantida apesar da ausência de uma ZCAS oceânica, indicando que o mecanismo dinâmico (forçante do vento) é importante na explicação dessas anomalias (PEZZI et al., 2022). Além disso, observou-se que os eventos de $ZCAS_{4\text{-dias}}$ estão associados às anomalias quentes na região CBM do lag -7 a lag +7, contrastando com os episódios de ZCAS de longa duração. A hipótese é que essas anomalias resultam da característica de

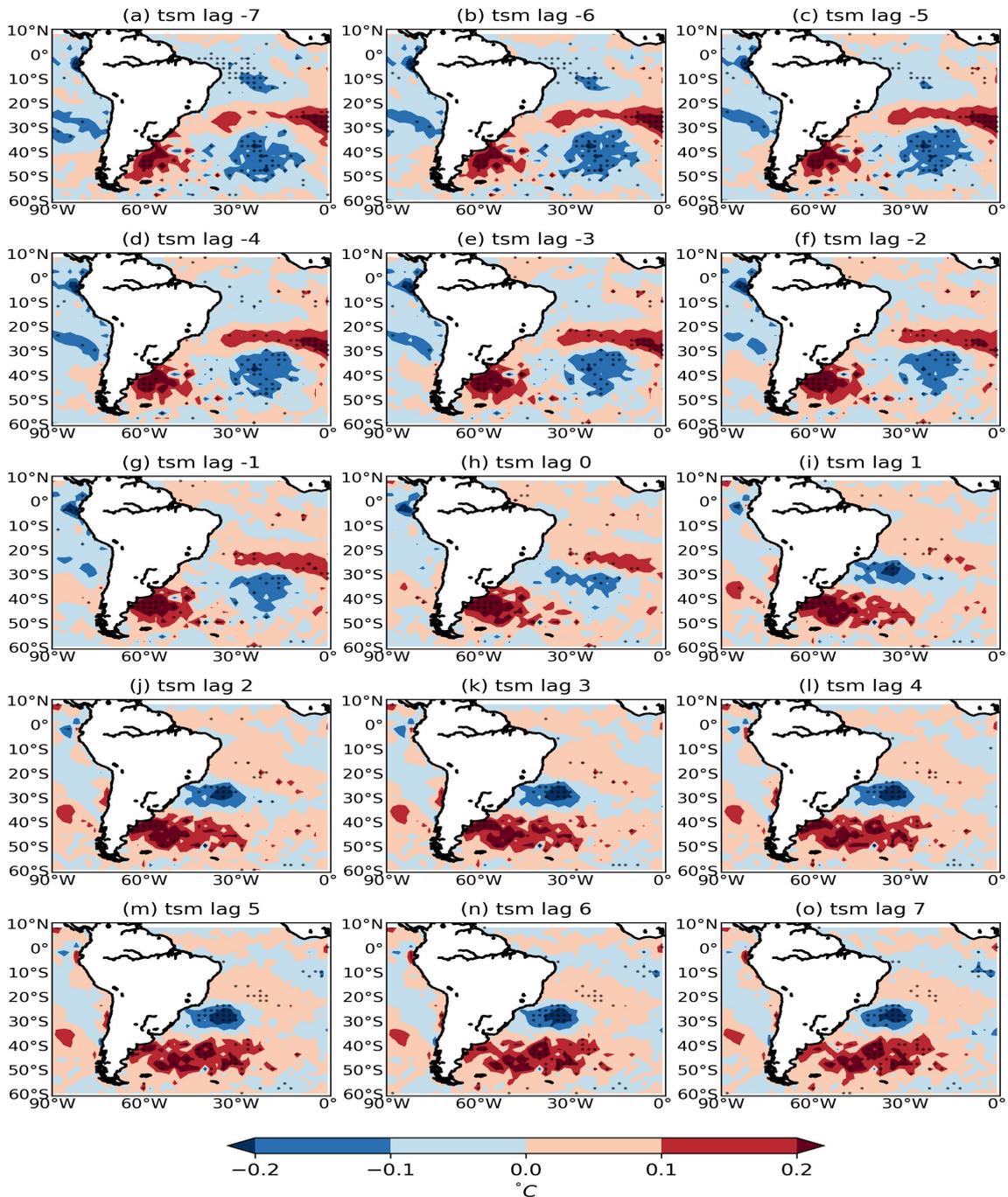
circulação anômala anticiclônica persistente, associada aos trens de ondas de latitudes médias no lado leste da América do Sul, provocando um aumento no transporte de águas quentes em direção aos polos pela corrente do Brasil (Figura 4.12 e 4.16).

Figura 4.17 - Lag-composites das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para eventos com persistência de 4 dias. Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.18 - Igual à Figura 4.17, mas ampliada sobre a América do Sul e o oeste do Atlântico Sul.

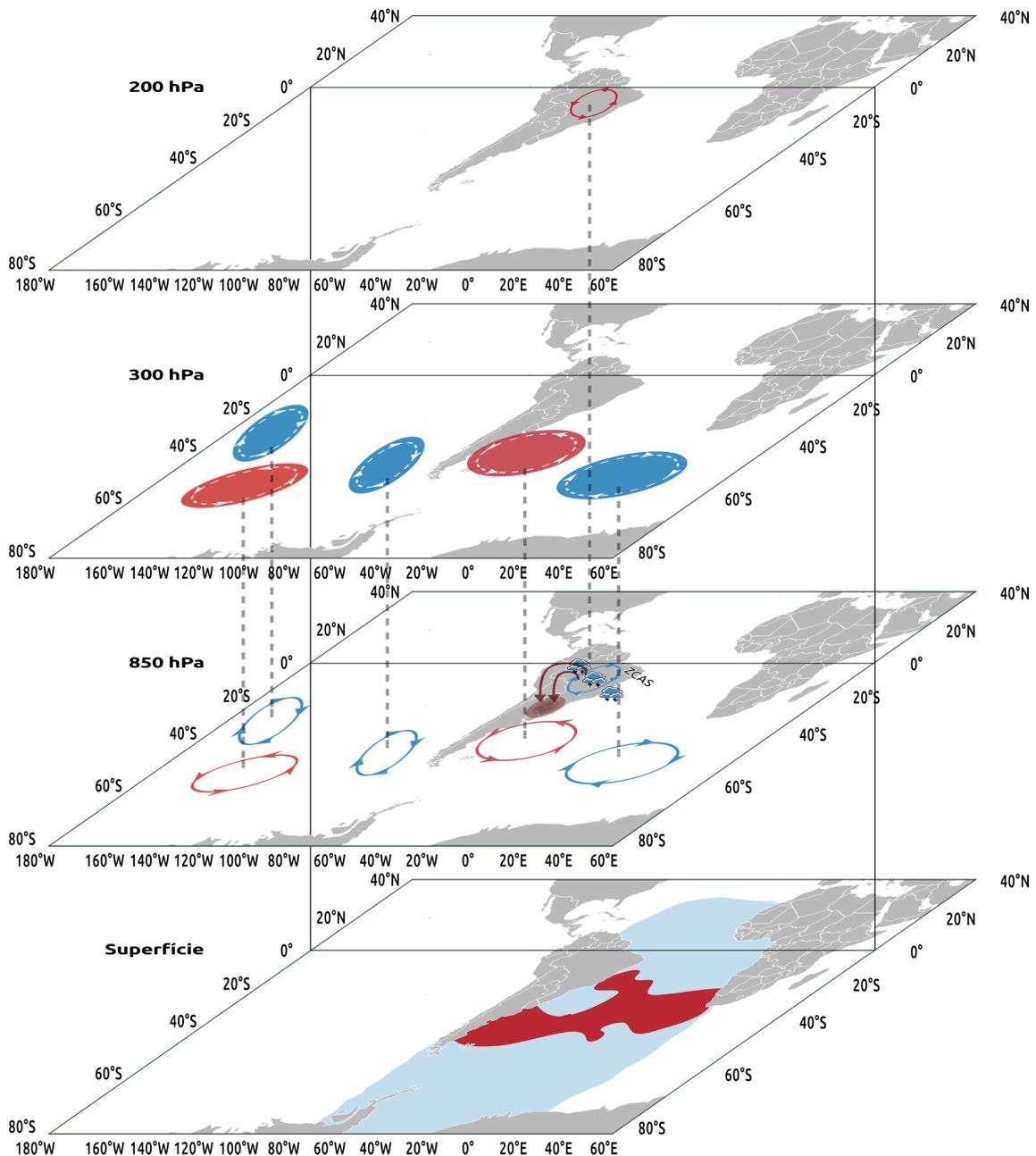


Fonte: Produção do autor.

Os diagramas esquemáticos apresentados nas Figuras 4.19 e 4.20, isto é, para episódios de ZCAS de longa duração e episódios de ZCAS_{4-dias}, respectivamente, resumem as principais características dinâmicas presentes durante os episódios de ZCAS de longa e curta duração, conforme os resultados encontrados neste estudo a respeito da dinâmica desses episódios. De acordo com o que foi discutido anteriormente, nos casos de ZCAS de longa duração, observou-se anomalias frias de TSM no Atlântico Sul tropical, enquanto que notou-se anomalias quentes TSM na região do Atlântico Sul subtropical. Ressalta-se ainda a presença de uma “piscina” de anomalias frias de TSM adjacente à América do Sul. Por outro lado, os casos de ZCAS_{4-dias} apresentam padrão distinto dos casos de longa duração. Nos casos curtos constatou-se anomalias frias de TSM na região do Atlântico subtropical. Ao sul das anomalias frias, foram notadas a presença de anomalias quentes de TSM. Além disso, o Atlântico Sul apresenta de maneira predominante anomalias quentes de TSM em toda sua região tropical. Os trens de ondas se configuram em latitudes médias em que observa-se 3 ondas para casos de ZCAS de longa duração, apresentando uma estrutura barotrópica, se estendendo do Oceano Pacífico até o Oceano Atlântico. Entretanto, para os casos de de ZCAS_{4-dias}, nota-se uma onda para ZCAS_{4-dias}, com um par (cavado-crista) semi-estacionário no lado leste e oeste do sul da América do Sul, respectivamente. Outra diferença observada é em relação ao padrão da atividade convectiva. As ZCAS_{4-dias} oceânicas, em sua maior parte, apresentam a atividade convectiva mais afastadas da costa em comparação com as ZCAS de longa duração, esta última, caracteriza-se pela convecção sobre a região continental tropical da América do Sul. Vale ressaltar que em ambos os casos de episódios de ZCAS, foi observada a subsidência compensatória ao sul da ZCAS na região subtropical, favorecendo condições de céu claro e aumentando o aquecimento diabático conforme discutido por [Gandu e Silva Dias \(1998\)](#). Uma outra diferença entre os casos de ZCAS de longa e curta duração é que ao contrário dos episódios de ZCAS de longa duração em que apresentam as circulações ciclônica e anticiclônica em 850 e 200

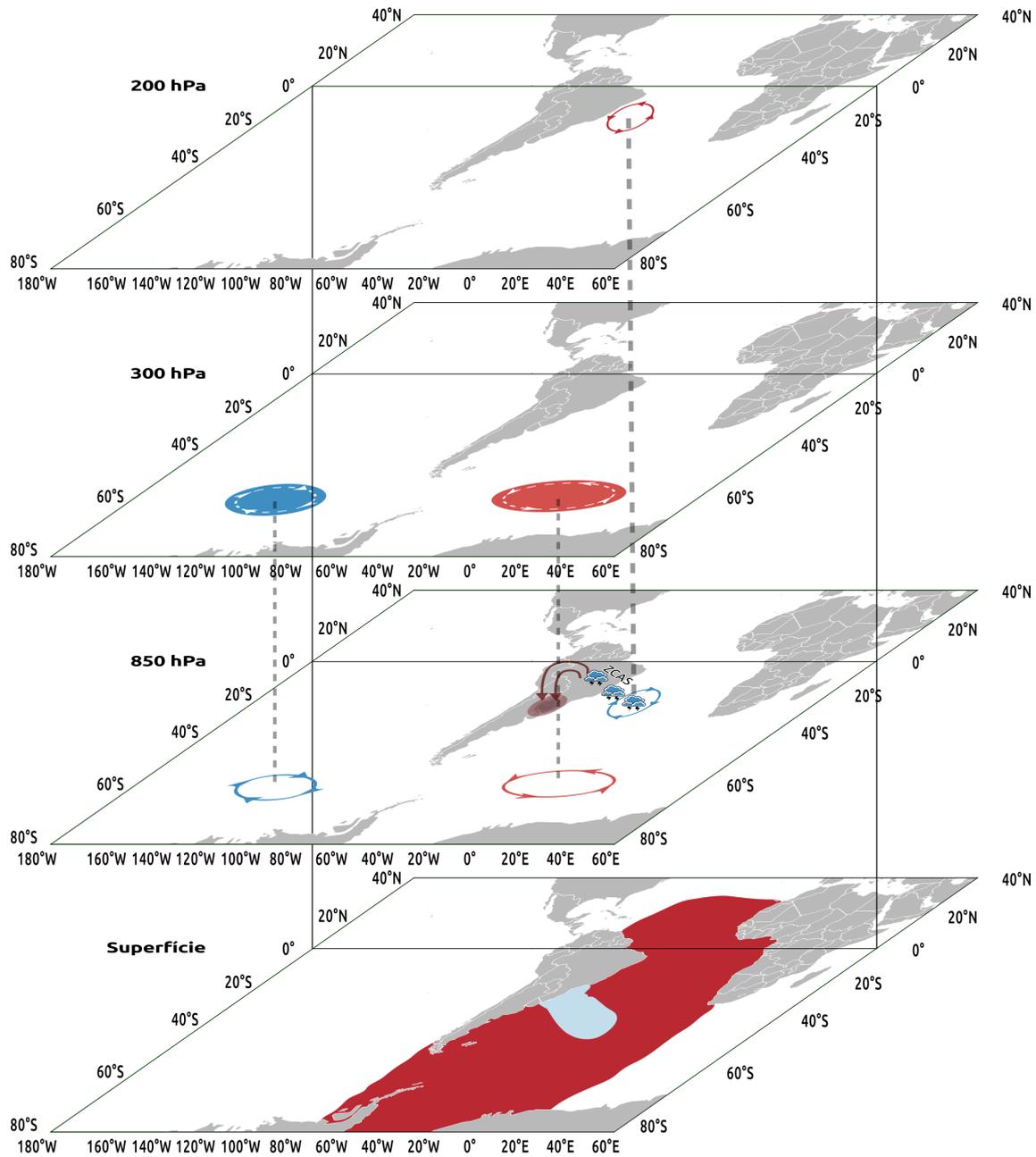
hPa, respectivamente, sobre o continente na região tropical da América do Sul, os episódios de $ZCAS_{4\text{-dias}}$ apresentam as circulações ciclônica e anticiclônica em baixos e altos níveis, respectivamente, sobre a região oceânica do Atlântico tropical.

Figura 4.19 - Diagrama esquemático das principais características dos episódios de ZCAS de longa duração. Superfície: anomalias quentes (vermelho) e frias (azul) de TSM; 850 hPa: circulação anômala ciclônica (azul) e anticiclônica (vermelho), subsidência compensatória ao sul da ZCAS (marrom) indicada pelas setas marrom, a ZCAS é representada pela cobertura de nuvens; 300 hPa: trem de ondas representado pelas anomalias negativas (circulação ciclônica em azul) e positivas (circulação anticiclônica em vermelho) de altura geopotencial; 200 hPa: circulação anômala anticiclônica (vermelho). Linhas pontilhadas representam a relação das circulações entre os níveis.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.20 - Igual à Figura 4.19, mas para episódios de ZCAS com persistência de 4 dias.



Fonte: Produção do autor.

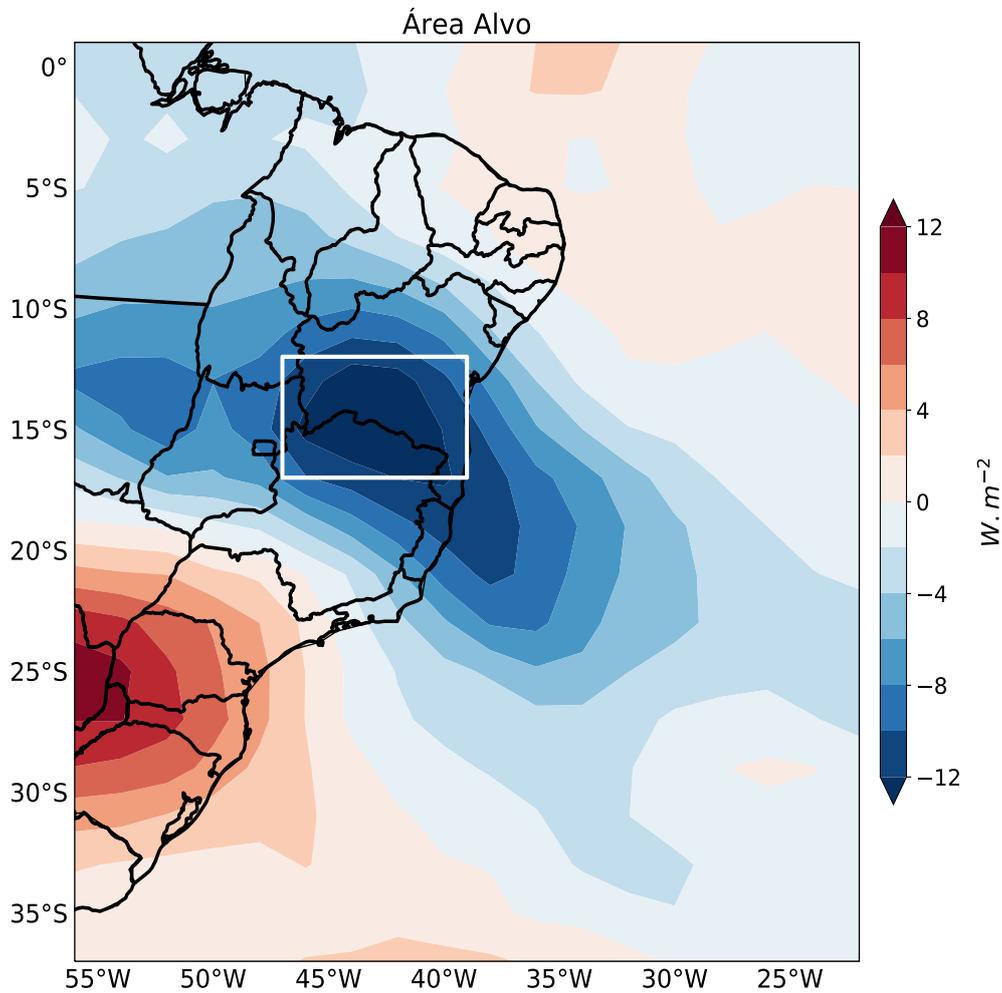
4.3 Relação entre ZCAS e OMJ

4.3.1 Espectro de potência e ZCAS

O cálculo do espectro de potência permite analisar o comportamento de uma série temporal em função das periodicidades ou quase-periodicidades contidas nela. Sendo assim, foi realizada a análise espectral da série de ROL sobre a área alvo (Figura 4.21), área esta onde a convecção associada à ZCAS se apresentou mais intensa.

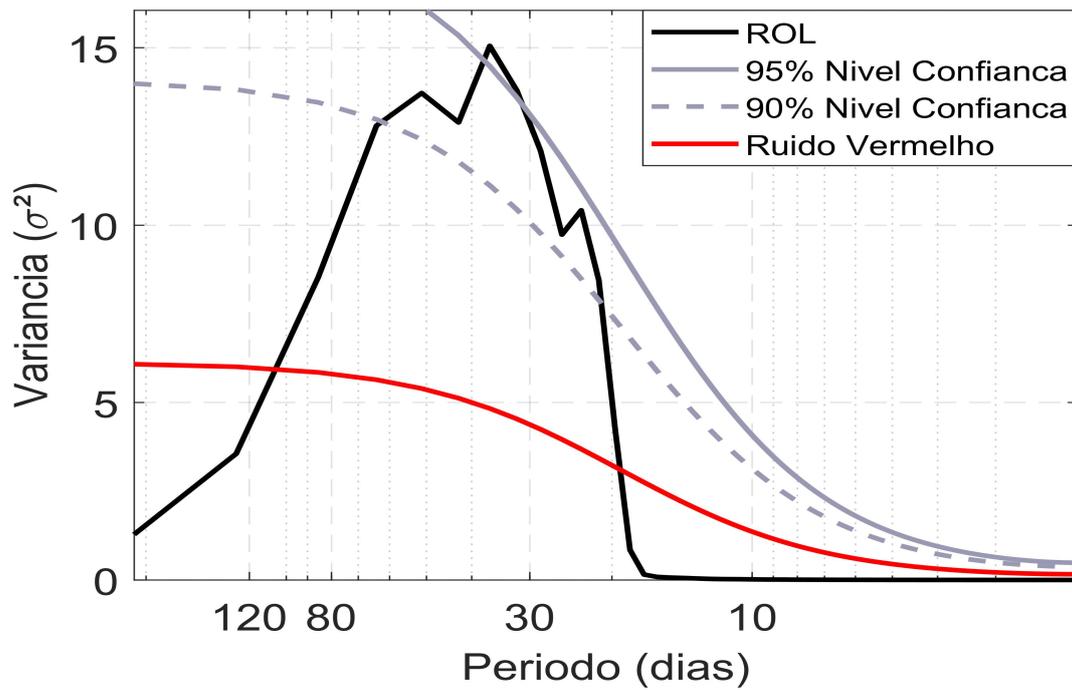
A Figura 4.22 mostra a média das densidades espectrais para os 18 verões estendidos, isto é, ONDJFMA 1996/1997–2013/2014, considerando todos os eventos de ZCAS que ocorreram dentro deste período, independentemente da duração dos episódios de ZCAS. Neste contexto, os episódios de ZCAS, possivelmente, constituem uma parte significativa da variabilidade intrasazonal. Observa-se na Figura 4.22 que os maiores picos estão compreendidos nas bandas de 30-40 e 50-60 dias, picos estes associados à OMJ. Este resultado concorda com o encontrado por Marton (2000). Portanto, com base na Figura 4.22, as seguintes bandas temporais associadas à ZCAS são: bandas 30-40, 50-60 e 20-30 dias. As bandas de 30-40 e 50-60 dias estão relacionadas à OMJ, que é a principal oscilação intrasazonal na região tropical. A banda de 20-30 dias, também conhecida como submensal, representa escalas de tempo intermediárias que são importantes na modulação da ZCAS (FIGUEROA, 1997; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; MARTON, 2000). É importante ressaltar que as mais baixas frequências não são bem representadas no cálculo das densidades espectrais. Este fato pode trazer algum prejuízo na representação da OMJ, além de seu efeito ser suavizado devido ao processo de composição média dos espectros.

Figura 4.21 - Composto de ROL ($W.m^{-2}$) dos casos de ZCAS que ocorreram nos meses de ONDJFMA entre 1996/1997 a 2013/2014. O retângulo branco mostra a região da ZCAS utilizada no cálculo de densidade espectral. A área é delimitada pelos pontos $17^{\circ}S - 12^{\circ}S$ e $47^{\circ}W - 39^{\circ}W$.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.22 - Densidade espectral média de ROL dos 18 espectros dos verões estendidos ONDJFMA entre 1996/1997 a 2013/2014 (linha preta contínua) na região da ZCAS em 17°S – 12°S e 47°W – 39°W. Linha cinza contínua representa o nível de confiança de 95%, linha cinza tracejada representa o nível de confiança de 90% e linha vermelha refere-se ao espectro do ruído vermelho de fundo.



Fonte: Produção do autor.

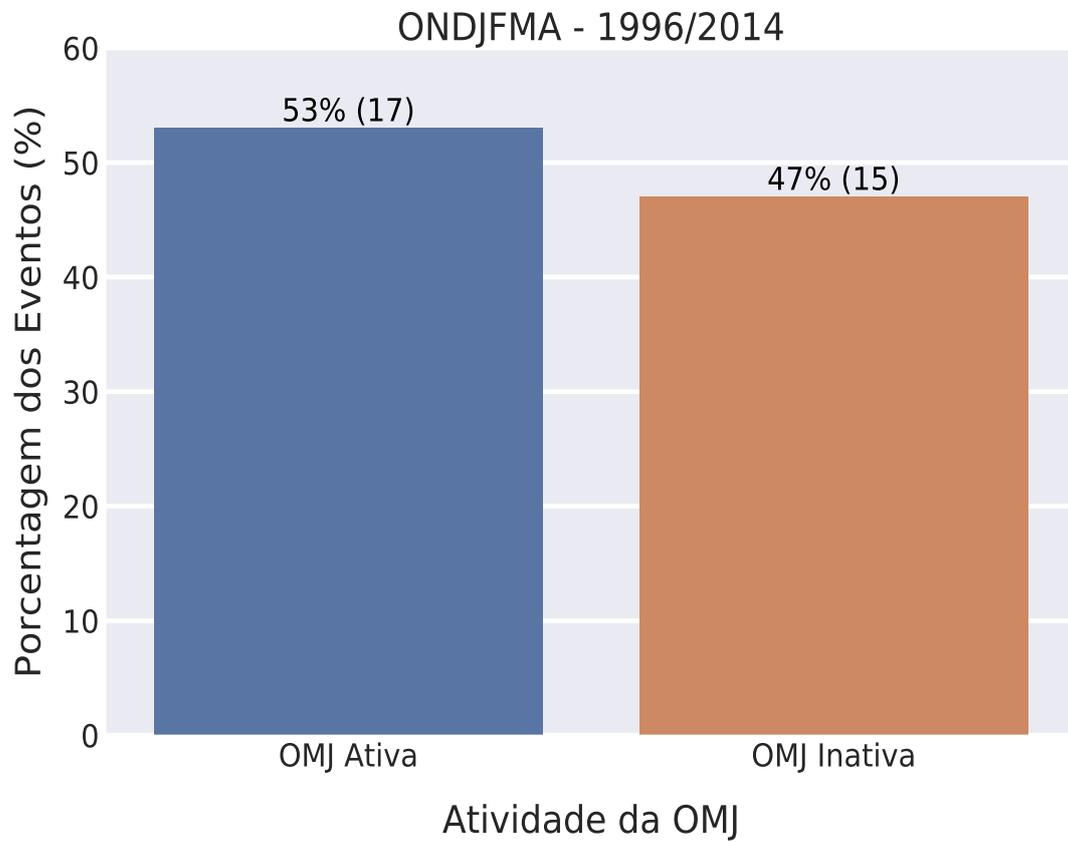
4.3.2 Atividade da OMJ e ZCAS

A OMJ (MADDEN; JULIAN, 1994) é considerada o modo mais significativo de variabilidade intrasazonal que afeta a convecção e a precipitação dos trópicos e extra-tropicais. A OMJ desempenha um papel fundamental na modulação da precipitação e seus extremos nas regiões de monção (JONES, 2016; GRIMM, 2019), que inclui as fases ativa e inativa da monção da América do Sul (JONES; CARVALHO, 2002; GRIMM et al., 2021), e ZCAS (CARVALHO et al., 2004; MUZA et al., 2009). Neste estudo foram investigadas as relações entre a OMJ e os eventos de ZCAS de longa duração para responder à pergunta específica: a probabilidade de eventos ZCAS de longa duração aumenta significativamente quando a OMJ está ativa?

Para responder a esta questão, dentro dos critérios estabelecidos e de acordo com a Figura 4.23, 53% dos eventos de ZCAS estiveram associados à OMJ ativa e 47% dos eventos com a OMJ inativa.

Além da informação dia a dia da amplitude, que caracteriza a intensidade da OMJ, o índice RMM também fornece a fase da OMJ dia a dia e com isso é possível fazer o acompanhamento dos dias de ZCAS de acordo com a fase da OMJ (neste estudo a OMJ ativa). Ressalta-se que nem todos os dias dos eventos de ZCAS apresentam valores de amplitude superior ou igual a 1 (OMJ ativa) e, portanto, esses dias associam-se a OMJ inativa. Então para todas as fases, foram considerados valores de amplitude superior ou igual a 1.

Figura 4.23 - Porcentagem dos eventos de ZCAS de longa duração durante a OMJ ativa e inativa. O número entre parênteses representa o número total de eventos.

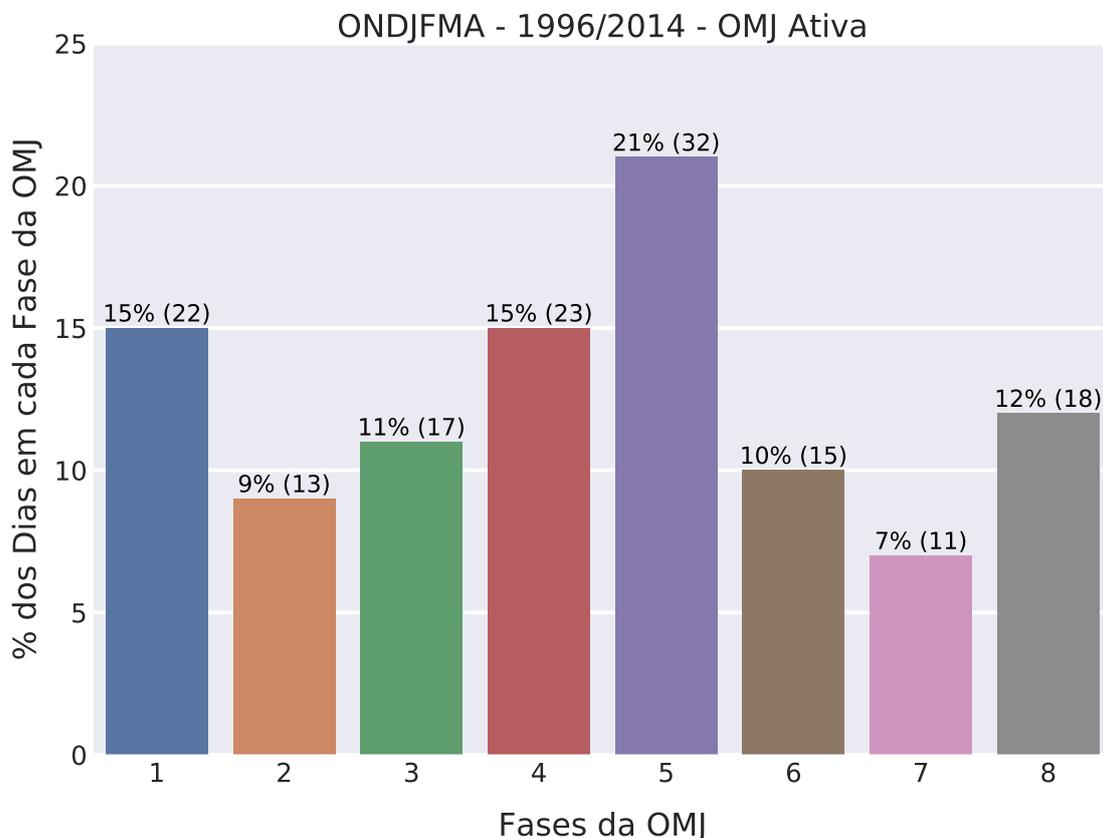


Fonte: Produção do autor.

4.3.3 Fases da OMJ e ZCAS

À medida que a OMJ se propaga para o leste, ela modula a circulação por toda a troposfera tropical com padrões que dependem da fase desta oscilação. Na Figura 4.24, é apresentada a distribuição dos 151 dias de ZCAS de longa duração com relação aos eventos que ocorreram de acordo com cada fase da OMJ ativa. Nota-se que os maiores percentuais dos dias de ZCAS foram mostrados pelas fases 4 e 5. Mesmo apresentando os maiores percentuais, esse fato não está diretamente associado a uma atividade convectiva intensa, sobretudo na região da ZCAS, uma vez que essas fases estão associadas com a supressão da convecção na África e América do Sul tropical. Entretanto, as fases 1 e 8 exibem valores percentuais inferiores a fase 5, e podem estar relacionadas a atividade convectiva da ZCAS, já que ambas as fases são favoráveis a convecção na América do Sul.

Figura 4.24 - Dias de ZCAS relativos a todos os eventos que ocorreram durante cada fase da OMJ ativa. O número entre parênteses representa o número total de eventos.



Fonte: Produção do autor.

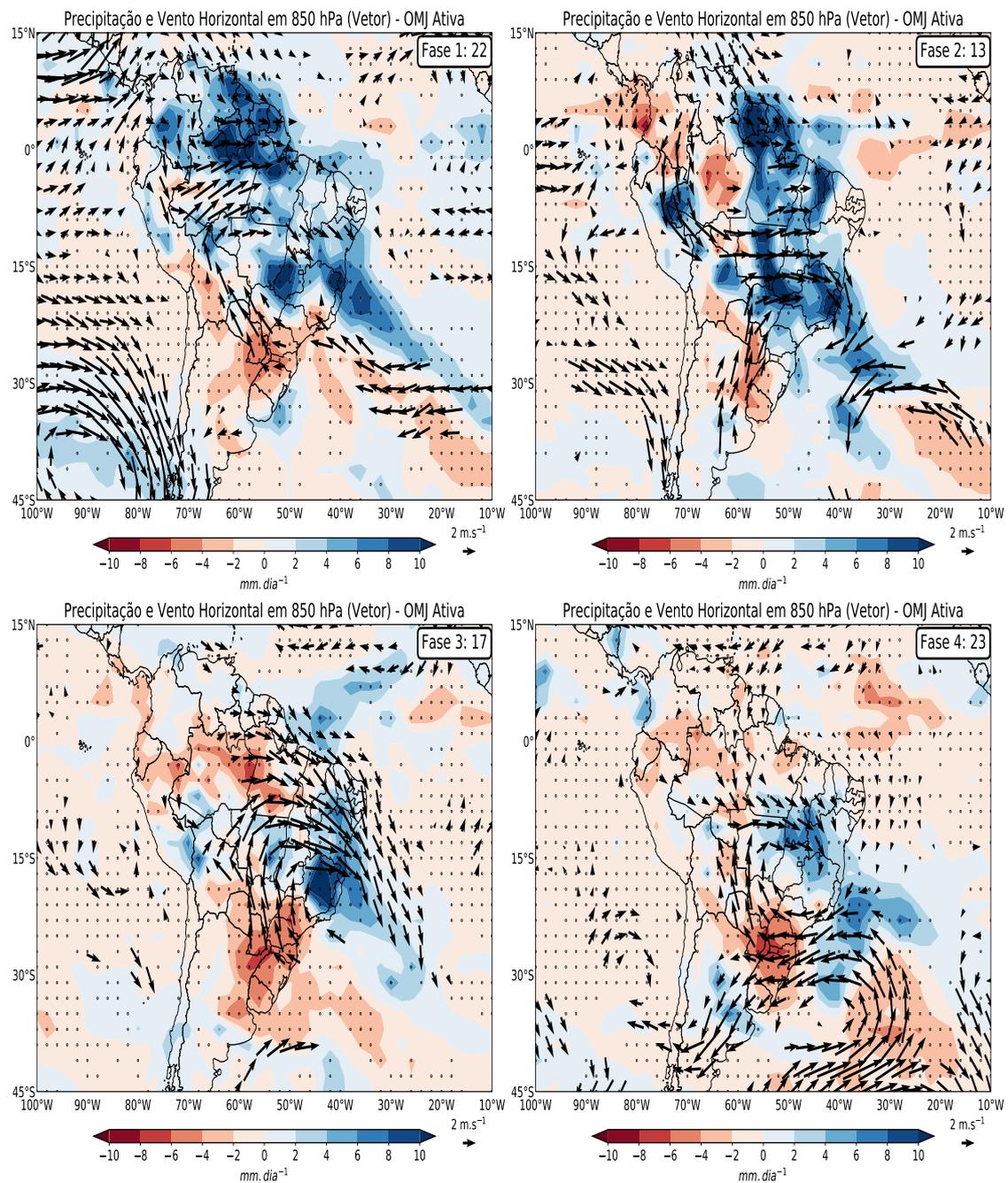
A Figura 4.25 apresenta os campos de circulação anômala do vento horizontal em 850 hPa e precipitação em relação as 8 fases da OMJ. Nesta análise é necessário ressaltar duas observações: 1) nos campos compostos foram considerados somente dias de ZCAS de longa duração e 2) os dados de vento e precipitação não foram filtrados para a escala intrasazonal (20-90 dias), uma vez que o índice RMM não tem a necessidade de filtragens do tipo passa-banda. Sendo assim, observa-se na Figura 4.25, mesmo com o número menor de dias nas fases 1, 2, 7 e 8, os casos dessas fases podem estar associados à ZCAS, cuja atividade convectiva é mais acentuada, conforme vista na

Figura 4.25. Pois, são nestas fases que a convecção é favorável na região tropical da América do Sul. Além disso, nestas fases observa-se a ZCAS na sua orientação clássica noroeste-sudeste e com um sinal mais pronunciado da banda de precipitação, isto é, anomalias positivas de precipitação ao longo da região da ZCAS. Enquanto que as anomalias negativas de precipitação prevalecem sobre as regiões sul do Brasil, sudeste da América do Sul e Bacia do Rio da Prata, caracterizando um padrão de dipolo semelhante ao encontrado por [Gonzalez e Vera \(2014\)](#) e [Vera et al. \(2018\)](#) na escala temporal de 30-90 dias. Demonstrando, portanto, a influência da OMJ na convecção na região da ZCAS. Nota-se ainda nas fases 1, 2, 7 e 8 a circulação anômala dos ventos de oeste/noroeste em baixos níveis sobre o continente tropical que são característicos de eventos de ZCAS, é consistente com a fase ativa do SMAS ([JONES; CARVALHO, 2002](#)). Por outro lado, apesar da fase 5 aparecer com o maior número de dias de ZCAS associados à OMJ ativa, o sinal da precipitação associado à ZCAS é apresentado enfraquecido, assim como os ventos de oeste. Os casos de ZCAS que estão associados a fase 5, são eventos de ZCAS de menor intensidade e apresentam baixos valores precipitação, uma vez que a fase 5 é desfavorável à convecção na região tropical da América do Sul, tal situação é favorecida pela convergência que ocorre na alta troposfera sobre a América do Sul tropical, que promove condições favoráveis de movimento vertical descendente na região da ZCAS ([ALVAREZ et al., 2016](#)). Assim como a fase 5, as fases 3, 4 e 6 também apresentaram anomalias de precipitação enfraquecidas na região da ZCAS, principalmente sobre o continente.

Portanto, embora [Carvalho et al. \(2004\)](#) tenha mostrado a relação existente entre ZCAS e OMJ, no que se refere a intensidade da ZCAS durante a atividade da OMJ, não ficou claro a relação entre ambos os sistemas, isto é, os resultados analisados mostram que a OMJ ativa ou inativa não apresentou influência no aumento significativo da presença de episódios de ZCAS de longa duração, uma vez que os valores de ocorrências de ZCAS para OMJ ativa e inativa são próximos ([Figura 4.23](#)). Porém, de acordo com a [Figura 4.25](#), em que foi considerado somente os episódios de

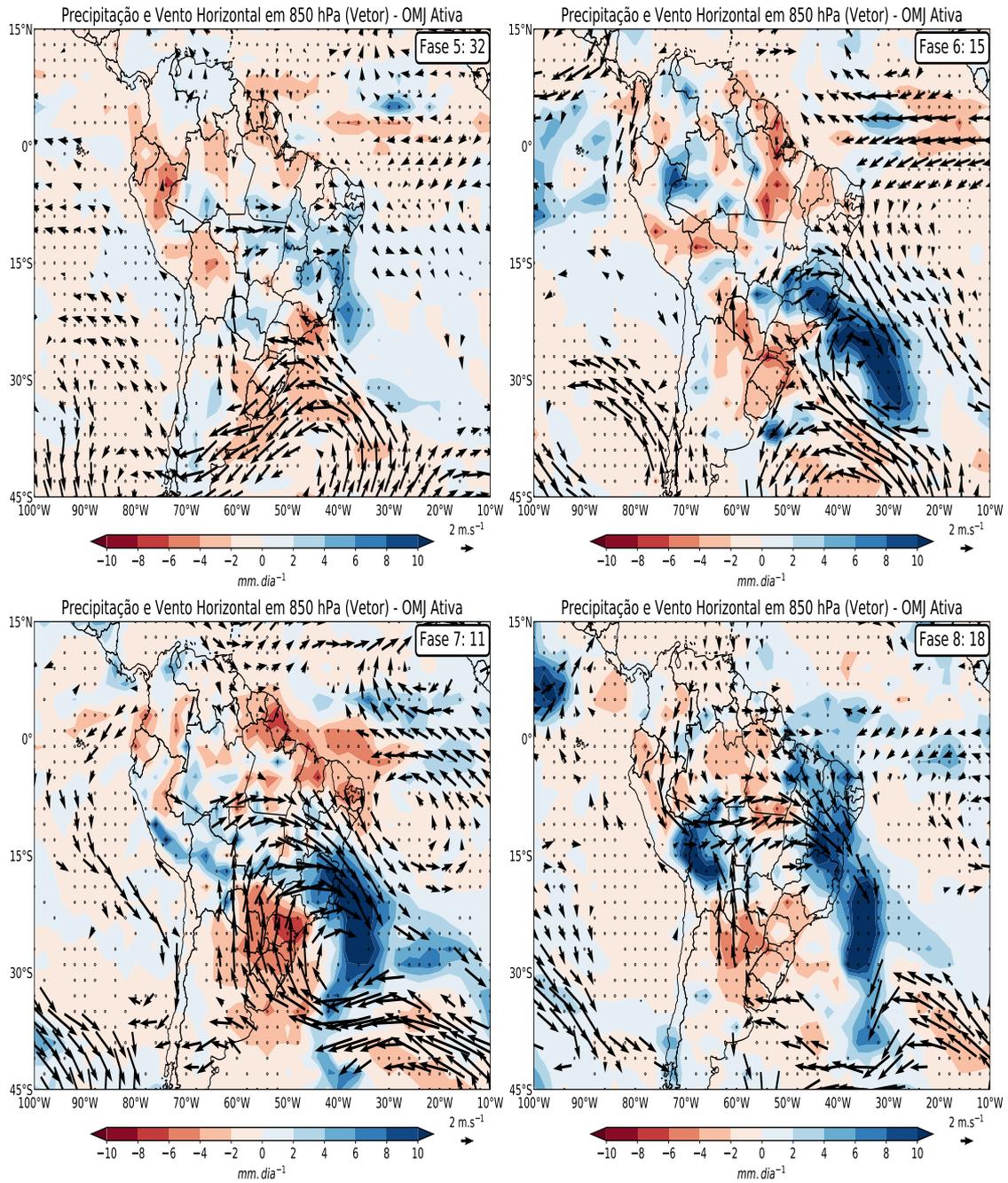
ZCAS de longa duração, cujo período foi o que a OMJ permaneceu ativa, houve uma resposta da convecção associada a eventos de ZCAS de longa duração em relação as fases 1, 2, 7, e 8 da OMJ, além do padrão da circulação apresentar características que se associam a episódios de ZCAS. Esses resultados sugerem que existe uma grande fração desses eventos de longa duração que não são explicados pela OMJ. Mais estudos são necessários para investigar as relações entre as condições de bloqueio nos extratropicais, mostradas aqui como uma importante característica de eventos de ZCAS de longa duração, e atividades de ondas de Rossby relacionadas à OMJ.

Figura 4.25 - Compostos das anomalias intrasazonais (20-90 dias) de precipitação (sombreado) (mm.dia^{-1}) e vento em 850 hPa (vetor) (m.s^{-1}). Regiões pontilhadas correspondem as anomalias estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. As anomalias do vento horizontal (u,v) (vetor) são consideradas estatisticamente significativas onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) forem estatisticamente significativas a um nível de confiança de 95%. O número de dias em cada fase da OMJ ativa é mostrado no canto superior direito de cada figura.



(Continua)

Figura 4.25 - Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

5 CONCLUSÕES

A ZCAS é a principal componente do SMAS que influencia o abastecimento de água para milhões de pessoas que vivem na América do Sul tropical. Chuvas persistentes e o desenvolvimento de convecção orográfica, frequentemente associadas à ZCAS, têm sido relacionadas à enchentes e deslizamentos de terra que tiraram a vida de inúmeras pessoas, destruíram propriedades e desorganizaram grandes comunidades no Brasil. Portanto, prever condições propícias ao desenvolvimento de eventos de ZCAS de longa duração é fundamental para emitir alertas oportunos e planejar estratégias de evacuação, aumentando a resiliência de comunidades vulneráveis a desastres relacionados às chuvas. O objetivo principal deste estudo foi investigar as características físicas e dinâmicas de eventos de longa duração da ZCAS (persistência maior que 7 dias) usando variáveis meteorológicas comumente utilizadas em previsões operacionais. Para isso, foram avaliados padrões de circulação anômala em 850 e 200 hPa, altura geopotencial em 300 hPa, ROL (como proxy para atividade convectiva) e TSM. A fim de analisar padrões com menor influência de transientes, todas as variáveis foram filtradas para a banda espectral de interesse, isto é, intrasazonal (20-90 dias).

Este estudo examinou 32 eventos ZCAS com persistência superior a 7 dias e 23 com persistência de 4 dias, disponíveis no Boletim Climanálise de outubro de 1996 a abril de 2014 (18 verões), publicados pelo CPTEC/INPE. Além disso, foi comparado mecanismos associados a eventos de ZCAS de longa duração em relação aos mecanismos associados a eventos de ZCAS com comportamento mais transientes (com duração de 4 dias).

Foi apresentado neste estudo que os eventos de ZCAS de longa duração são mais frequentes durante o período de atividade máxima da monção da América do Sul (janeiro e fevereiro). Os resultados também indicam que esses eventos são provavelmente mais comuns durante a fase fria (La Niña), quando comparado com as fases

quente (El Niño) e neutra do ENOS. Embora as teleconexões do ENOS com o clima da América do Sul sejam complexas, um possível mecanismo que pode explicar essas teleconexões é a relação entre ENOS e JBNAS (MONTINI et al., 2019).

Este estudo aponta as seguintes características principais como observações prognósticas relevantes para a organização de eventos de ZCAS de longa duração (superior a 7 dias):

- a) Desenvolvimento de um trem de ondas semi-estacionário de latitudes médias com estrutura barotrópica equivalente nos extratropicais organizado aproximadamente 7 dias antes dos eventos.

Esse trem de ondas apresenta uma característica de 3 ondas de número 3 em toda a América do Sul (de 180°W a 60°E), com um cavado observado em latitudes médias sobre o leste do Pacífico Sul (leste do Chile). Esse trem de ondas é evidente em anomalias de circulação em 850 e 200 hPa, e altura geopotencial em 300 hPa.

- b) Presença de circulação anômala ciclônica no oceano na proximidade do Sudeste do Brasil como parte do trem de ondas.

Esta circulação anômala ciclônica faz parte do trem de ondas e promove a organização de uma ZCAS oceânica próxima ao litoral sudeste do Brasil do lag -7 a lag -1. Por outro lado, eventos curtos ZCAS_{4-dias} estão associados a uma circulação ciclônica persistente longe da costa, aproximadamente na parte central do Atlântico tropical. A circulação ciclônica persistente dos episódios curtos de ZCAS, organiza a convecção sobre o oceano do lag -5 a lag +2. Devido a distância da costa, a característica ciclônica não contribui significativamente na intensificação dos ventos de oeste sobre a América do Sul tropical, o que tornam esses casos curtos diferentes dos episódios de ZCAS de longa duração, o que pode explicar a falta de suporte termo-

dinâmico (transporte de umidade e instabilidade convectiva) em favorecer a manutenção da ZCAS por períodos prolongados.

- c) Intensificação dos ventos de oeste em baixos níveis sobre o continente induzida pela anomalia ciclônica no oceano.

A anomalia ciclônica persistente na costa sudeste do Brasil intensifica a ZCAS oceânica do lag -7 a lag -1 (Figura 4.4). Devido à sua posição próxima ao continente, esta circulação ciclônica induz ventos de oeste na baixa troposfera sobre o continente. A hipótese é que esses ventos de oeste adveçam ar úmido, quente e convectivamente instável da Amazônia no lado equatorial da ZCAS. O papel desse transporte é aumentar a convergência de umidade e, portanto, a convecção no lado equatorial da ZCAS, o que resulta no deslocamento da circulação ciclônica do oceano para o continente no lag-0. A hipótese neste caso, é que esse deslocamento seja um fator importante na manutenção da ZCAS continental ativa por períodos prolongados. Além disso, com o aumento da umidade do solo, ocorre aumento da convecção, que por sua vez causa um feedback positivo para a manutenção da precipitação associada à ZCAS (SORENSSON; MENÉNDEZ, 2011). Deslocamento continental semelhante ao da circulação ciclônica oceânica para os casos de ZCAS de longa duração não é observado em episódios de ZCAS_{4-dias}. Assim, eventos ZCAS_{4-dias} parecem manter sua componente oceânica, como observado no lag-0.

- d) Amplificação do cavado no Pacífico Sul, evidente nas composições defasadas das anomalias do vento meridional (200 hPa), do lag -7 a lag -1.

A amplificação do cavado aparece como uma característica marcante que antecede os eventos de ZCAS de longa duração. Assim, o monitoramento da componente meridional do vento sobre o Pacífico extratropical (a leste da costa chilena) pode ser útil na previsão desses eventos.

- e) Anomalias persistentes em altos níveis (200 hPa) do vento de oeste (leste) sobre a América do Sul tropical (subtropical).

Os compostos defasados indicam que as anomalias persistentes dos ventos de oeste (leste) em 200 hPa sobre o sudeste do Brasil (leste da Argentina) são importantes observações prognósticas para reforçar quando o trem de ondas está ativo e para indicar onde a convecção está se tornando intensa (suprimida).

- f) Anomalias frias de TSM na região da zona da Confluência Brasil-Malvinas (CBM).

As anomalias frias de TSM estão, talvez, entre as variáveis prognósticas mais importantes em relação à probabilidade de eventos de ZCAS de longa duração. Observou-se anomalias frias por volta de uma semana de antecedência da ocorrência da ZCAS de longa duração. Essas anomalias frias foram atribuídas ao acoplamento com anomalias de circulação em baixos níveis causadas pela circulação anômala ciclônica próximo à costa que precede a ZCAS continental. Essas anomalias são conduzidas dinamicamente pelos ventos, e esses ventos invertem de sinal (de negativo para positivo) quando a ZCAS está ativa sobre o continente (lag-0) e para lags positivos. Por outro lado, eventos de $ZCAS_{4\text{-dias}}$ apresentaram comportamento oposto. As anomalias positivas foram observadas persistindo em todos os lags (negativos e positivos) ao longo do CBM, possivelmente impulsionadas pela circulação anticiclônica persistente ao sul da $ZCAS_{4\text{-dias}}$ oceânica. Neste caso, a hipótese é que a circulação anômala ciclônica observada sobre o Atlântico tropical central, aumenta o transporte de água mais quentes para leste e águas frias para oeste, criando um padrão distinto de anomalias de TSM sobre o Atlântico Sul tropical. Essas características suportam a natureza dinâmica do acoplamento oceano-atmosfera em escalas de tempo

intrasazonais (PEZZI et al., 2022).

Este estudo investigou também as relações entre a OMJ e a frequência de eventos de ZCAS de longa duração com base no índice diário RMM. Os resultados não indicaram uma influência significativa da OMJ em episódios de ZCAS de longa duração com base nos critérios adotados. Porém, ao analisar as fases da OMJ separadamente e considerando somente o período em que a OMJ permaneceu ativa, houve uma resposta da convecção associada a eventos de ZCAS de longa duração em relação as fases 1, 2, 7, e 8 da OMJ, além do padrão da circulação apresentar características que se associam a episódios de ZCAS.

Uma sugestão para estudos futuros, é analisar a dinâmica da interação entre escalas, isto é, o papel que as escalas de alta e baixa frequência apresentam nos casos de ZCAS intrasazonais aqui estudados. Embora este estudo tenha um caráter observacional, entretanto, do ponto de vista de modelagem numérica, sugere-se analisar os casos de ZCAS intrasazonais com uso de um modelo acoplado oceano-atmosfera, o que permite avaliar a evolução deste sistema acoplado, ou seja, o impacto da TSM na ZCAS. Essa análise feita através de modelagem numérica pode trazer contribuições e entendimento de processos fundamentais do acoplamento entre a ZCAS e o Oceano Atlântico. Em relação a OMJ, sugere-se analisar eventos de ZCAS que ocorreram durante a fase inativa da OMJ, a fim de saber qual a importância da OMJ nesses eventos. Ressalta-se que outras fontes de variabilidade intrasazonal também podem ser importantes na modulação da ZCAS. Entretanto, mais investigações são necessárias a fim de solucionar esses problemas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas confluence, south Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, p. 1–12, 2010. 60
- ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P. P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 1147–1167, 2003. 32
- ALVAREZ, M. S.; VERA, C. S.; KILADIS, G. N.; LIEBMANN, B. Influence of the madden julian oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. **Climate Dynamics**, v. 46, p. 245–262, 2016. 28, 88
- AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. E. T. An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone. **Frontiers in Environmental Science**, v. 3, p. 1–9, 2015. 8, 33
- ANDRADE, F. M. **Influências remotas na previsibilidade, estrutura, e ciclo de vida da Zona de Convergência do Atlântico Sul**. 149 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2011. 32
- BARCELLOS, P. C. L.; SILVA, F. P.; VISSIRINI, F. S. B.; MAGALHÃES, C. A.; TERRA, J. M.; DUTRA, M. R. F.; AMARAL, I. C. F. Diagnóstico meteorológico dos desastres naturais ocorridos nos últimos 20 anos na cidade de Duque de Caxias. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 319–329, 2016. 3
- BARREIRO, M.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Variability of the South Atlantic Convergence Zone simulated by and atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v. 15, p. 745–763, 2002. 11, 14, 25, 59
- _____. Simulated precipitation response to SST forcing and potential predictability in the region of the South Atlantic Convergence Zone. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 105–114, 2005. 59
- BARROS, V.; GONZALES, M.; LIEBMANN, B.; CAMILLONI, I. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and south atlantic sea surface temperature on

interannual summer rainfall variability southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 67, p. 123–133, 2000. [13](#), [14](#)

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Simulating the influence of the south Atlantic dipole on the South Atlantic Convergence Zone during neutral ENSO. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 118, p. 251–269, 2014. [1](#), [14](#), [57](#), [59](#), [61](#)

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; REBOITA, M. S. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, p. 1553–1568, 2014. [55](#), [59](#), [61](#)

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI, M. A. G.; SILVA DIAS, M. A. F. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009. cap. 6, p. 95–109. [1](#)

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2377–2395, 2002. [8](#), [42](#), [46](#), [55](#)

_____. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88–108, 2004. [11](#), [24](#), [26](#), [33](#), [42](#), [43](#), [45](#), [46](#), [57](#), [65](#), [84](#), [88](#)

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; POSADAS, A. N. D.; QUIROZ, R.; BOOKHAGEN, B.; LIEBMANN, B. Precipitation characteristics of the South American monsoon system derived from multiple datasets. **Journal of Climate**, v. 25, n. 13, p. 4600–4620, 2012. [33](#)

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; SILVA DIAS, M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM–LBA campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D20, p. 9–1–9–10, 2002. [46](#)

CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, P. L.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 1865–1880, 2011. [46](#)

CARVALHO, L. M. V.; SILVA DIAS, M. A. F. Mesoscale and high impact weather in the south american monsoon. In: SYED, S. M. (Ed.). **World scientific series on Asia–Pacific weather and climate**. [S.l.]: World Scientific, 2021. v. 11, p. 151–160. [43](#)

CARVALHO, M. A. V. **Variabilidade da largura e intensidade da Zona de Convergência Intertropical Atlântica: aspectos observacionais e modelagem**. 107 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2011. [32](#)

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83–90, 1986. [25](#)

CASTRO, C. A. C. **Interações trópicos–extratropicos na escala de tempo intrasazonal durante o verão austral e seus efeitos na América do Sul**. 162 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2002. [26](#), [32](#), [35](#)

CASTRO, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1165–1180, 2006. [1](#), [26](#), [47](#)

CERNE, S. B.; VERA, C. S. Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 2265–2277, 2011. [27](#)

CERNE, S. B.; VERA, C. S.; LIEBMANN, B. The nature of a heat wave in eastern Argentina occurring during SALLJEX. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1165–1174, 2007. [14](#)

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, p. L03204, doi:10.1029/2003GL018647, 2004. [2](#), [59](#), [61](#), [73](#)

DE ALMEIDA, R. A. F.; NOBRE, P.; HAARSMA, E.; CAMPOS, E. Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L18809, doi:10.1029/2007GL030401, 2007. [2](#), [59](#), [73](#)

DOYLE, M. E.; BARROS, V. R. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature

anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 15, p. 3395–3410, 2002. 13

EK, M. B.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLAY, J. D. Implementation of noah land surface model advances in the national centres for environmental prediction operational mesoscale eta model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D22, p. 12–1–12–16, 2003. 29

ELLINGSON, R. G.; YANUK, D. J.; LEE, H. T.; GUBER, A. A technique for estimating outgoing longwave radiation from hirs radiance observations. **Journal of Atmospheric and Ocean Technology**, v. 6, p. 706–711, 1989. 30, 31

FERRAZ, S. E. T. **Oscilações intrasazonais no sul e sudeste do Brasil durante o verão**. 152 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2000. 4

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, p. 98–98, 2004. 1, 7, 25, 42, 43

FERREIRA, S. A.; GAN, M. A. Intraseasonal variability in the south american monsoon system. **Atmospheric Science Letters**, v. 12, p. 253–260, 2011. 57

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 181 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997. 8, 81

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the south american region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573–1584, 1995. 8, 14

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004. 33, 41

GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, p. 6001–6015, 1998. 9, 77

GELBRECHT, M.; BOERS, N.; KURTHS, J. Phase coherence between precipitation in South America and rossby waves. **Science Advances**, v. 4, n. 12, p. 1–9, 2018. 47, 57

GONZALEZ, P. L. M.; VERA, C. S. Summer precipitation variability over South America on long and short intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**, v. 43, p. 1993–2007, 2014. 1, 45, 47, 88

GRIFFIES, S. M.; HARRISON, M. J.; PACANOWSKI, R. C.; ROSATI, A. **A technical guide to MOM4**. 2004. 337p. Relatório técnico. Disponível em: <www.gfdl.noaa.gov>. 29

GRIMM, A. M. Madden–Julian Oscillation impacts on south american summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. **Climate Dynamics**, v. 53, p. 907–932, 2019. 84

GRIMM, A. M.; HAKOYAMA, L. R.; SCHEIBE, L. A. Active and break phases of the south american summer monsoon: MJO influence and subseasonal prediction. **Climate Dynamics**, v. 56, p. 3603–3624, 2021. 84

GRIMM, A. M.; PAL, J.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5929–5945, 2007. 2, 47

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 3538–3555, 1995. 8, 25

HELMS, H. Fast fourier transform method of computing difference equations and simulating filters. **IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics**, v. 15, n. 2, p. 85–90, 1967. 36

HERDIES, D. L.; SILVA, A. D.; SILVA DIAS, M. A. F.; NIETO-FERREIRA, R. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. 42–1–42–10, 2002. 8, 12, 24, 43, 46

HIRATA, F. E.; GRIMM, A. M. The role of synoptic and intraseasonal anomalies in the life cycle of summer rainfall extremes over South America. **Climate Dynamics**, v. 46, p. 3041–3055, 2016. 24

HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 1661–1671, 1993. 50

HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 1179–1196, 1981. 57

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T. **Version 1.2 GPCP one-degree daily precipitation data set documentation**. [S.l.], 2012. 27p. Relatório técnico. 32

HUFFMAN, G. J.; MORRISSEY, M.; BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; JOYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, p. 36–50, 2001. 32

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Sistema de contas regionais: Brasil 2018**. Rio de Janeiro – RJ: IBGE, 2018. 12 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv101765_informativo.pdf>. 3

_____. **Estimativas da população residente no Brasil e unidades da federação com data de referência em 1º de julho de 2020**. Rio de Janeiro – RJ: IBGE, 2020. Disponível em: <https://ftp.ibge.gov.br/Estimativas_de_Populacao/Estimativas_2020/POP2020_20210331.pdf>. 3

JONES, C. Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden–Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, p. 3576–3587, 2000. 15

_____. The Madden-Julian Oscillation and the monsoons. In: CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. (Ed.). **The monsoons and climate change: observations and modeling**. [S.l.]: Springer International Publishing, 2016. cap. 10, p. 207–221. 84

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, p. 905–914, 2002. 46, 84, 88

JONES, C.; SCHEMM, J. K. E. The influence of intraseasonal variations on medium to extended-range weather forecasts over South America. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 486–494, 2000. 15

JORGETTI, T. **A Zona de Convergência do Atlântico Sul e os processos oceânicos do Atlântico e do Pacífico**. 169 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2008. **1, 7**

JORGETTI, T.; SILVA DIAS, P.; FREITAS, E. The relationship between south atlantic SST and SACZ intensity and positioning. **Climate Dynamics**, v. 42, p. 3077–3086, 2014. **2, 59**

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40- reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437–471, 1996. **20**

KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 9, p. 1900–1923, 1992. **38**

KNUTSON, T. R.; WEICKMANN, K. M. 30–60 day atmospheric oscillation: composite life cycles of convection and circulation anomalies. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1407–1436, 1987. **16, 18**

KODAMA, Y. Large-scale features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–835, 1992. **1, 7, 8, 11**

_____. Large-scale features os subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) part II: conditions of circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, p. 581–610, 1993. **11, 55**

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538–551, 1981. **8**

LAFLEUR, D. M.; BARRET, B. S.; HENDERSON, G. R. Some climatological aspects of the Madden-Julian Oscillation (MJO). **Journal of Climate**, v. 28, p. 6039–6053, 2015. **21, 23, 38**

LEE, H.-T.; HEIDINGER, A.; GRUBER, A.; ELLINGSON, R. G. The hirs outgoing longwave radiation product from hybrid polar and geosynchronous

satellite observations. **Advanced in Space Research**, v. 33, p. 1120–1124, 2004. 30, 31

LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Interannual variability of daily extreme precipitation events in the State of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**, v. 14, p. 208–218, 2001. 42

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1877–1891, 1999. 7, 38, 45

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. V. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 17, n. 19, p. 3829–3842, 2004. ISSN 0894-8755. 9, 43, 45

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 1275–1277, 1996. 20, 32, 35

LIMA, A. A.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Sub-monthly variability of the south american summer precipitation under El Niño and La Niña backgrounds during the 1998–2012 period. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 5, p. 2153–2166, 2018. 37

MA, H. Y.; JI, X.; NEELIN, J. D.; MECHOSO, C. R. Mechanisms for precipitation variability of the eastern Brazil/SACZ convective margin. **Journal of Climate**, v. 24, p. 3445–3456, 2011. 59

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 28, p. 702–708, 1971. 15

_____. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 29, p. 1109–1123, 1972. 16, 17

_____. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: a review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814–837, 1994. 16, 84

MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 12, p. 853–863, 1992. 13

MARENGO, J. A.; JONES, R.; ALVES, L. M.; VALVERDE, M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal Climatology**, v. 29, p. 2241–2255, 2009. [43](#), [46](#)

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; NICOLINI, M.; C., S. Climatology of low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261–2280, 2004. [9](#)

MARTON, E. **Oscilações intrasazonais associadas à Zona de Convergência do Atlântico Sul no sudeste brasileiro**. 203 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2000. [38](#), [57](#), [81](#)

MATOS JÚNIOR, H. P. **Estudo das anomalias da temperatura da superfície do mar ocasionadas pela Zona de Convergência do Atlântico Sul ao largo da costa sudeste do Brasil**. 35 p. Trabalho de Final de Graduação (Graduação em Oceanografia — Universidade Federal da Bahia (UFBA), Salvador, 2013. [62](#)

MAYTA, V. C. **Tropical and extratropical wave disturbances impact on the amazon basin precipitation: subseasonal to intraseasonal timescales**. 194 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2019. [38](#)

MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific-South American modes and tropical convection during the southern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1581–1596, 1998. [1](#)

MONTINI, T. L.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. The south american low-level jet: a new climatology, variability, and changes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, p. 1200–1218, 2019. [43](#), [94](#)

MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over southeastern South America and the subtropical atlantic during austral summer. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1682–1699, 2009. [45](#), [46](#), [55](#), [57](#), [59](#), [84](#)

NACCARATO, K. P.; ALBRECHT, R. I.; PINTO JÚNIOR, O. Monthly variations of cloud-to-ground lightning in Brazil based on high-resolution lightning imaging sensor data. In: XIV INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 14., Foz do Iguaçu, PR, Brasil. **Anais do XIV International Conference on Atmospheric Electricity**. [S.l.]: IAMAS, 2011. p. 3520–3527. [7](#)

- NEWELL, R. E.; NEWELL, N. E.; ZHU, Y.; SCOTT, C. Tropospheric rivers? a pilot study. **Geophysical Research Letters**, v. 12, p. 2401–2404, 1992. 13
- NIELSEN, D. M.; BELÉM, A. L.; MARTON, E.; CATALDI, M. Dynamics-based regression models for the South Atlantic Convergence Zone. **Climate Dynamics**, v. 52, p. 5527—5553, 2019. 10
- NIETO-FERREIRA, R.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. V. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January–March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 961–973, 2003. 42, 43
- NINOMIYA, K. Similarity and difference between the South Atlantic Convergence Zone and the Baiu Frontal zone simulated by an AGCM. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 85, p. 277–299, 2007. 8
- NOBRE, P.; DE ALMEIDA, R. A.; MALAGUTTI, M.; GIAROLLA, E. Coupled ocean-atmosphere variations over the South Atlantic ocean. **Journal of Climate**, v. 25, p. 6349–6358, 2012. 2, 14, 59, 73
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of south american summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 837–850, 2000. 9, 81
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279–291, 1997. 8, 9, 24, 25, 45
- PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. [S.l.]: Earth and Mineral Sciences Continuing Education, College of Earth and Mineral Sciences, The Pennsylvania State University, 1968. 37
- PÁRRAGA, G. P. O. **Dinâmica da variabilidade climática da precipitação sobre a América do Sul**. 181 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2001. 24
- PETERSEN, W. A.; NESBITT, S. W.; BLAKESLEE, R. J.; CIFELLI, R.; HEIN P. RUTLEDGE, S. A. TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the amazon. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1278–1294, 2002. 46
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1–73, 1991. 60

PEZZI, L. P.; QUADRO, M. F. L.; LORENZZETTI, J. A.; MILLER, A.; ROSA, E.; LIMA, L.; SUTIL, U. The effect of oceanic South Atlantic Convergence Zone episodes on regional SST anomalies: the roles of heat fluxes and upper-ocean dynamics. **Climate Dynamics**, 2022. 2, 46, 59, 61, 73, 97

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no atlântico sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI, M. A. G.; SILVA DIAS, M. A. F. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009. cap. 24, p. 385–405. 59

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; CAMARGO, R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, p. 1–19, 2009. 60

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. 1–4, 2005. 59, 60

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; QUADRO, M. F. L. Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do Oceano Atlântico sul baseada em dados observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 428–453, 2016. 2

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 89 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1994. 1, 7, 8, 11, 12, 33

QUADRO, M. F. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; HERDIES, D. L.; GONÇALVES, L. G. G. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 152–162, 2012. 30

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5473–5496, 2007. 32

RICKENBACH, T. M.; FERREIRA, R. N.; HALVERSON, J. B.; HERDIES, D. L.; SILVA DIAS, M. A. F. Modulation of convection in the southwestern

amazon basin by extratropical stationary fronts. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, p. 1–13, 2002. 46

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2947–3957, 2000. 2, 14

RODRIGUES, R. R.; TASCETTO, A. S.; SEN GUPTA, A.; FOLTZ, G. R. Common cause for severe droughts in South America and marine heatwaves in the south atlantic. **Nature Geoscience**, v. 12, p. 620–626, 2019. 3

ROSA, E. B.; PEZZI, L. P.; QUADRO, M. F. L.; BRUNSELL, N. Automated detection algorithm for SACZ, oceanic SACZ, and their climatological features. **Frontiers in Environmental Science**, v. 8, p. 1–8, 2020. 33

ROSSO, F. V.; BOIASKI, N. T.; FERRAZ, S. E. T.; ROBLES, T. C. Influence of the antarctic oscillation on the South Atlantic Convergence Zone. **Atmosphere**, v. 431, n. 9, 2018. 33, 34, 35

RUI, H.; WANG, B. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 357–379, 1990. 18, 19

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H. L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y. T.; CHUANG, H. Y.; JUANG, H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P. V.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H. V. D.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J. K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C. Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015–1057, 2010. 29

SAHA, S.; MOORTHY, S.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; BEHRINGER, D.; HOU, Y.-T.; CHUANG, H.-Y.; IREDELL, M.; EK, M.; MENG, J.; YANG, R.; PENA, M.; DOOL, H. V. D.; ZHANG, Q.; WANG, W.; CHEN, M.; BECKER, E. The NCEP climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, p. 2185–2208, 2014. 29

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição**. 95 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2002. 8, 33

SCHULZWEIDA, U. **CDO user guide**. 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.5281/zenodo.3539275>>. 34

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 98, p. 67–77, 2009. 57

SEO, K. H.; KUMAR, A. The onset and life span of the Madden–Julian Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 94, p. 13–24, 2008. 15

SILVA, A. E. **Variabilidade da circulação e umidade no regime de monção da América do Sul**. 137 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2009. 33

SILVA, A. E.; CARVALHO, L. M. V. Large-scale index for South America monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, p. 51–57, 2007. 41

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689–2707, 1983. 8

SIQUEIRA, J. R.; MACHADO, L. A. T. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1754–1766, 2004. 8, 33

SORENSSON, A. A.; MENÉNDEZ, C. G. Summer soil–precipitation coupling in South America. **Tellus A**, v. 63, p. 56–68, 2011. 95

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1759–1776, 2006. 27

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern amazon and northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 81, p. 177–191, 2005. 27

- TASCETTO, A. S.; WAINER, I. The impact of the subtropical south atlantic SST on south american precipitation. **Annales Geophysicae**, v. 26, p. 3457–3476, 2008. 3
- TEDESCHI, R. G.; GRIMM, A. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Influence of central and east enso on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**, v. 35, p. 2045–2064, 2015. 42
- TIRABASSI, G.; MASOLLER, C.; BARREIRO, M. A study of the air–sea interaction in the South Atlantic Convergence Zone through granger causality. **International Journal Climatology**, v. 35, p. 3440–3453, 2015. 59
- TOMAZIELLO, A. C. N.; CARVALHO, L. M. V.; GANDU, A. W. Intraseasonal variability of the atlantic intertropical convergence zone during austral summer and winter. **Climate Dynamics**, v. 47, p. 1717–1733, 2016. 34, 35, 38, 51, 57
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. Toward a unified view of the american monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977–5000, 2006. 33
- VERA, C. S.; ALVAREZ, M. S.; GONZALEZ, P. L. M.; LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N. Seasonal cycle of precipitation variability in South America on intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**, v. 51, p. 1991–2001, 2018. 1, 24, 33, 38, 45, 88
- VIEIRA, S. O.; SATYAMURTY, P.; ANDREOLI, R. V. On the South Atlantic Convergence Zone affecting southern Amazonia in austral summer. **Atmospheric Science Letters**, v. 14, p. 1–6, 2013. 13
- WHEELER, M. C.; HENDON, H. H. An all-season real-time multivariate MJO index: development of an index for monitoring and prediction. **Journal of Climate**, v. 132, p. 1917–1932, 2004. xvi, 19, 20, 21, 22, 23, 38, 39
- WIEL, K. V. D.; MATTHEWS, A. J.; STEVENS, D. P.; JOSHI, M. M. A dynamical framework for the origin of the diagonal south pacific and South Atlantic Convergence Zones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 691, p. 1997–2010, 2015. 38

WU, X.; MOORTHY, K. S.; OKAMOTO, K.; PAN, H. L. Sea ice impacts on gfs forecasts at high latitudes. In: CONFERENCE ON POLAR METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8., San Diego, CA, USA. **Proceedings**. [S.l.]: American Meteorological Society, 2005. On-line. 29

ZAICOVSKI, M. B. **Aspectos sinóticos-climatológicos associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul**. 128 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1999. 33

ZHANG, C. Madden-Julian Oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 43, n. 2, 2005. 15, 16, 18

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over south american? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020–1040, 1998. 1

ZILLI, M.; HART, N. Large-scale circulation changes over South America are impacting synoptic-scale tropical-extratropical interactions and altering rainfall seasonality. In: EGU GENERAL ASSEMBLY CONFERENCE, **Proceedings**. [S.l.]: EGU, 2021. p. EGU21–10393. 41

APÊNDICE A - EPISÓDIOS DE ZCAS DE LONGA DURAÇÃO

A Tabela B.1 apresenta os episódios de ZCAS de longa duração (> 7 dias) que foram utilizados neste estudo.

Tabela B.1 - Datas dos episódios de ZCAS entre Outubro de 1996 e Abril de 2014 e a sua respectiva persistência.

Dia Inicial	Dia Final	Persistência
20/01/1997	29/01/1997	10
06/01/1999	18/01/1999	13
24/10/1999	03/11/1999	11
17/11/1999	25/11/1999	9
01/01/2000	08/01/2000	8
06/02/2000	13/02/2000	8
01/12/2000	08/12/2000	8
16/02/2002	24/02/2002	9
27/12/2002	07/01/2003	12
25/01/2003	01/02/2003	8
10/01/2004	20/01/2004	11
13/02/2005	22/02/2005	10
01/01/2006	08/01/2006	8
07/03/2006	16/03/2006	10
07/12/2006	16/12/2006	10
27/12/2006	16/01/2007	21
30/01/2007	09/02/2007	11
30/01/2008	08/02/2008	10
13/11/2008	24/11/2008	12
12/12/2008	20/12/2008	9
22/03/2009	02/04/2009	12
27/10/2009	03/11/2009	8
09/02/2011	16/02/2011	8
28/02/2011	09/03/2011	10
10/03/2011	18/03/2011	9
22/11/2011	29/11/2011	8
14/12/2011	21/12/2011	8
01/01/2012	08/01/2012	8
14/11/2012	22/11/2012	9

(Continua)

Tabela B.1 - Conclusão.

Dia Inicial	Dia Final	Persistência
07/02/2013	14/02/2013	8
21/03/2013	31/03/2013	11
11/12/2013	26/12/2013	16

Fonte: Produção do autor.