



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.14.18.18-TDI

PADRÕES ATMOSFÉRICOS E VARIABILIDADE NO INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA DAS REGIÕES CENTRO-OESTE E SUDESTE DO BRASIL

Luiz Fernando dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 18 de dezembro de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/43UNJH2>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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 - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.14.18.18-TDI

PADRÕES ATMOSFÉRICOS E VARIABILIDADE NO INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA DAS REGIÕES CENTRO-OESTE E SUDESTE DO BRASIL

Luiz Fernando dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 18 de dezembro de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/43UNJH2>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Santos, Luiz Fernando dos.

Sa59p Padrões atmosféricos e variabilidade no início da estação chuvosa das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil / Luiz Fernando dos Santos. – São José dos Campos : INPE, 2020.
xxx + 180 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.14.18.18-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.

Orientador : Dr. Manoel Alonso Gan.

1. Monção da América do Sul. 2. Precipitação. 3. Circulação Atmosférica. 4. Fluxo de calor. 5. Ondas tropicais. I.Título.

CDU 551.577(81)



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

Serviço de Pós-Graduação - SEPGR
Pós Graduação em Meteorologia

ATA DE REUNIÃO

DEFESA FINAL DE TESE : LUIZ FERNANDO DOS SANTOS

No dia 18 de dezembro de 2020, as 13h, por videoconferência, o aluno mencionado acima defendeu seu trabalho final, intitulado “PADRÕES ATMOSFÉRICOS E VARIABILIDADE NO INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA DO SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL.” (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo.

O aluno foi **APROVADO** 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 Examinadora e revisão final pelo orientador e alteração do título.

Novo Título:“PADRÕES ATMOSFÉRICOS E VARIABILIDADE NO INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA DAS REGIÕES CENTRO OESTE E SUDESTE DO BRASIL.”

Eu, Nelson Jesuz Ferreira, como Presidente da banca examinadora, assino esta ATA em nome de todos os membros.

Membros da Banca:

- Dr. Nelson Jesuz Ferreira - Presidente - INPE
- Dr. Manoel Alonso Gan - Orientador - INPE
- Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho - INPE
- Dra. Adma Raia Silve - Convidada - INFRAERO
- Dra. Sâmia Regina Garcia Calheiros - Convidada - UNIFESP



Documento assinado eletronicamente por **Nelson Jesuz ferreira (E)**, Usuário Externo, em 28/12/2020, às 17:11 (horário oficial de Brasília), com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **6264764** e o código CRC **80AC5550**.

“O maior erro que um homem pode cometer é sacrificar a sua saúde a qualquer outra vantagem.”

ARTHUR SCHOPENHAUER

*A meus pais,
João Batista dos Santos e Benedita Maria de Oliveira Santos*

AGRADECIMENTOS

Mais um ciclo importante na minha vida se encerra. Foram quase 5 anos de vários momentos felizes e de alguns nem tanto, principalmente no ano de 2020. Em vários momentos pensei em desistir, questionei se realmente valia à pena desgastar minha saúde física e mental neste processo, mas a vontade de vencer e o apoio que tive para seguir em frente fizeram com que a conclusão desta etapa se tornasse realidade. Sendo assim, eu não poderia deixar de agradecer todos que me acompanharam e fizeram parte desta trajetória.

Primeiramente agradeço a meus pais, João e Benedita, pelo apoio e incentivo na minha vida acadêmica e profissional. Eles sempre apoiaram minhas decisões, acreditaram no meu potencial e me motivaram a continuar, mesmo diante das dificuldades. Também, a meus irmãos: João Kleber, José Augusto e Leonardo.

Ao Dr. Manoel Alonso Gan, pela orientação, tema sugerido para o presente trabalho, aulas ministradas, atenção e conhecimento transmitidos durante o doutorado. Foram mais de 6 anos de orientação e amizade, com início no mestrado e estendendo até o doutorado. Em todos os momentos respeitou minhas decisões, me alertou sobre as possíveis consequências e, principalmente, demonstrou empatia nos momentos mais difíceis.

À banca examinadora, composta pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho, Dra. Sâmia Regina Garcia Calheiros e Dra. Adma Raia Silva pelas opiniões, sugestões e críticas construtivas que contribuíram para a elaboração da versão final desta tese.

Ao Dr. Marcelo Barbio Rosa pela disponibilização de códigos e auxílio na manipulação dos dados para o estudo da energia cinética dos distúrbios abordados no presente trabalho.

À secretaria, corpo docente, coordenação e conselho do programa de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE pelo suporte e infraestrutura fornecida nesses anos.

Aos amigos e colegas da PGMET/INPE pelo companheirismo, motivação, apoio e momentos vividos ao longo de todos esses anos. Em especial para a minha

grande amiga, mestra e futura doutora Rute Costa Ferreira, que desde a graduação esteve presente em todas as etapas, seja estudando ou nas horas de lazer, presencialmente ou à distância, mas sempre apoiando e sendo um grande pilar que vem contribuindo para as conquistas que estamos alcançando.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos oferecida durante o doutorado.

À Universidade Federal de Itajubá na qual eu me graduei e, entre os anos de 2017 e 2019, tive o prazer de retornar como professor substituto de Climatologia no curso de Ciências Atmosférica (CAT). Agradeço a todos do corpo docente de CAT, Dr. Marcelo de Paula Corrêa, Dra. Fabrina Bolzan Martins, Dr. Roger Rodrigues Torres e demais docentes do curso que, além de meus professores, se tornaram colegas e, principalmente, amigos.

À turma de CAT2010, a primeira e melhor turma de CAT. Todos se tornaram grandes amigos e são igualmente importantes na minha vida. Gostaria de agradecer também por ter conhecido o grande amigo e mestre Rafael Reis Pereira que apesar de ter partido cedo sempre estará presente em nossas lembranças.

E aos parentes, colegas e amigos que, de maneira direta ou indireta, contribuíram para minha formação pessoal e acadêmica, meu muito obrigado.

RESUMO

O presente estudo investiga o comportamento do escoamento atmosférico, de altos e baixos níveis, desde os momentos que antecedem até a data de início da estação chuvosa nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Vale ressaltar que este tipo de análise é possível devido ao fato de ambas as regiões estarem inseridas no Sistema de Monção da América do Sul, na qual apresenta uma estação seca e uma estação úmida bem definidas. Além disso, foram analisadas também as conversões de energia cinética entre os distúrbios de várias escalas de tempo e a atuação de oscilações atmosféricas que interagem com a circulação na América do Sul durante este período. A partir da metodologia utilizada, as datas de início da estação chuvosa foram obtidas com base nos dados diários de precipitação do *Climate Prediction Center* em um período de 39 anos (1979-2017) para ambas as regiões. As datas foram separadas em três categorias (precoce, média e tardia) e, com os dados da reanálise do *Climate Forecast System Reanalysis* e do *Climate Forecast System version 2* investigou-se os padrões dinâmicos e físicos da atmosfera e de superfície durante o início da estação chuvosa nessas categorias. A interação entre as escalas sinótica (2-6 dias), submensal (7-29 dias) e intrassazonal (30-90 dias) também foram investigadas, tal como os termos de conversão de energia cinética nessas escalas sobre a América do Sul no trimestre de setembro a novembro. Dois núcleos de precipitação mais intensa foram notados antes da data de início da estação chuvosa de ambas as regiões de estudo. Tais núcleos ficam localizados a noroeste e sul do Brasil, os quais se conectam durante o início da estação chuvosa, elevando abruptamente a precipitação no Sudeste e, principalmente, no Centro-Oeste. Neste mesmo período, observou-se também a conexão entre a célula de circulação meridional Hadley, de caráter regional, e a circulação de brisa de maior escala, que atua zonalmente, nas duas regiões estudadas. Normalmente, o fluxo de calor sensível se mostra superior ao fluxo de calor latente antes da data de início da estação chuvosa na categoria precoce de ambas as regiões, já na categoria tardia o fluxo de calor latente mostrou-se mais intenso durante todo o período analisado. As interações de escalas mostram combinações dinâmicas peculiares em cada categoria que contribuem para o início da estação chuvosa. Notou-se ainda que há um relativo equilíbrio entre o termo de convergência do fluxo ageostrófico com a conversão baroclínica no balanço da energia cinética dos distúrbios sobre a América do Sul, tais termos são dominantes e apresentaram padrões relativamente opostos durante o trimestre analisado.

Palavras-chave: Monção da América do Sul. Precipitação. Circulação Atmosférica. Fluxo de calor. Ondas tropicais.

ATMOSPHERIC PATTERNS AND INTERANNUAL VARIABILITY OF THE ONSET RAINY SEASON IN THE CENTRAL-WEST AND SOUTHEAST OF BRAZIL

ABSTRACT

The present study investigates the behavior of upper and lower levels of atmospheric flow that leading up to the onset rainy season date in the Central-West and Southeast of Brazil. That analysis is possible due to the fact that both regions are part of the South American Monsoon System, whose have a well-defined dry and wet seasons. The kinetic energy conversions between eddies in different time scales and the performance of atmospheric oscillations that interact with circulation in South America during this period were also analyzed. On the methodology used, the onset rainy season were obtained based on the daily rainfall data from the Climate Prediction Center during period of 39 years (1979-2017) for both regions. The dates were separated into three categories (early, mean, and late) and, using the Climate Forecast System Reanalysis and the Climate Forecast System version 2, the dynamical and physical patterns of the atmosphere and surface were investigated during the season in these categories. The interaction between synoptic (2-6 days), submonthly (7-29 days), and intraseasonal (30-90 days) scales were also investigated, as well as the terms of kinetic energy conversion in these time scales over South America from September to November. Two strongest rainfall nuclei were noted before the onset rainy season date in both study regions. Such nuclei are located in the northwest and south of Brazil, which connect during the onset rainy season, abruptly increasing precipitation in the Southeast and, especially, in the Central-Western. In this same time, there was also a connection between the regional Hadley circulation cell and the larger-scale breeze circulation over the two studied regions. Normally, the sensible heat flux is superior to the latent heat flux before the onset rainy season date in the early category of both regions, whereas in the late category, the latent heat flux was more intense throughout the analyzed period. The scale interactions show peculiar dynamical combinations in each category and that contributes to the onset rainy season. It was also noted that there is a relative net balance between the convergence of the ageostrophic flux term with the baroclinic conversion in the eddy kinetic energy over South America, such the terms are dominant and presented relatively opposite patterns during the quarter analyzed

Keywords: South American Monsoon. Precipitation. Atmospheric Circulation. Heat flux. Tropical Waves.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Campo espacial das a) anomalias de radiação de onda longa (ROL), com o ciclo anual removido, e anomalias de ROL associadas à b) Oscilação de Madden-Julian, c) ondas de Rossby equatorial, d) ondas de Kelvin e (e) ondas mista Rossby-gravidade.....	21
Figura 3.1 - Áreas de estudo: Centro-Oeste e Sudeste do Brasil.....	28
Figura 3.2 - Diagrama espaço-fase da Oscilação Madden-Julian baseado no RMM1/RMM2 de Wheeler e Hendon (2004).	32
Figura 3.3 - Diagrama hovmöller longitude-tempo das anomalias não filtradas de radiação de onda longa (sombreado) e de ondas equatoriais (linhas) na faixa de 2,5°N-12,5°N.	33
Figura 4.1 – Diagrama de dispersão da relação entre o ONI e as datas de IEC no (a) COB e (b) SEB, respectivamente, no período de 1979-2017.	44
Figura 4.2 - Datas de início da estação chuvosa, em pêntadas, no (a) Centro-Oeste do Brasil e (b) Sudeste do Brasil no período de 1979-2017.	45
Figura 4.3 - (a) Distribuição de frequência das datas de início da estação chuvosa; (b) a taxa de precipitação; (c) a precipitação média mensal acumulada na estação chuvosa; e (d) a precipitação média acumulada no verão no Centro-Oeste do Brasil em todas as categorias de 1979-2017.....	46
Figura 4.4 – Idem à figura anterior, mas para o Sudeste do Brasil.	48
Figure 4.5 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pêntadas à data média climatológica do início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil durante 1979-2017.....	51
Figura 4.6 – Idem à figura anterior, mas para o Sudeste do Brasil.	52
Figura 4.7 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna	

direita) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Centro-Oeste do Brasil.	56
Figura 4.8 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Centro-Oeste do Brasil.	59
Figura 4.9 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Sudeste do Brasil.	62
Figura 4.10 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Sudeste do Brasil.	66
Figura 4.11 - Anomalias do vento horizontal em 850 hPa (vetor) para a categoria precoce (coluna à esquerda) e tardia (coluna à direita) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil.	68
Figura 4.12 - Anomalias do vento horizontal em 850 hPa (vetor) para as categorias precoce (coluna à esquerda) e tardia (coluna à direita) de -4 pântadas à data de início de estação chuvosa no Sudeste do Brasil.	71
Figura 4.13 - Idem à figura anterior, mas para a anomalia da vorticidade relativa em 200 hPa (10^{-5} , sombreado).....	73
Figura 4.14 - Idem à figura anterior, mas para a anomalia de vorticidade relativa em 200 hPa (10^{-5} , sombreado).....	76
Figura 4.15 - Seção vertical da latitude (65°W - $52,5^{\circ}\text{W}$, coluna à esquerda) e da longitude (10°S - 20°S , coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data média climatológica do início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil no período de 1979-2017.	79
Figura 4.16 – Idem à figura anterior, mas para a data média climatológica de início da estação chuvosa no Sudeste do Brasil no período de 1979-2017.	82
Figura 4.17 - Seção vertical da latitude (65°W - $52,5^{\circ}\text{W}$, coluna à esquerda) e da longitude (10°S - 20°S , coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Centro-Oeste do Brasil.....	83

Figura 4.18 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Centro-Oeste do Brasil.	84
Figura 4.19 - Anomalias das componentes do vento (vetor) e da temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Centro-Oeste do Brasil.	86
Figura 4.20 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Centro-Oeste do Brasil.	87
Figura 4.21 - Seção vertical da latitude (65°W-52,5°W, coluna à esquerda) e da longitude (10°S-20°S, coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Sudeste do Brasil.	89
Figura 4.22 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Sudeste do Brasil.	90
Figura 4.23 - Anomalias das componentes do vento (vetor) e da temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Sudeste do Brasil.	92
Figura 4.24 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Sudeste do Brasil.	93
Figura 4.25 - Fluxo de calor sensível (sombreado) e temperatura potencial em 925 hPa (contorno) de -4 pântadas à data média climatológica do início da estação chuvosa (coluna à esquerda) e anomalia nas categorias precoce (coluna central) e tardia (coluna à direita) no Centro-Oeste do Brasil de 1979-2017. ..	95
Figura 4.26 - Idem à figura anterior, mas para o fluxo de calor latente (sombreado) e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (contorno).	97
Figura 4.27 - Idem à figura anterior, mas para o conteúdo de umidade no solo até 2 metros (sombreado) e umidade específica em 925 hPa (contorno).	98
Figura 4.28 - Fluxo de calor sensível (sombreado) e temperatura potencial em 925 hPa (contorno) de -4 pântadas à data média climatológica do início da estação chuvosa (coluna à esquerda) e anomalia nas categorias precoce (coluna central) e tardia (coluna à direita) no Sudeste do Brasil de 1979-2017.	100
Figura 4.29 - Idem à figura anterior, mas para o fluxo de calor latente (sombreado) e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (contorno).	101

Figura 4.30 - Idem à figura anterior, mas para o conteúdo de umidade no solo até 2 metros (sombreado) e umidade específica em 925 hPa (contorno).....	103
Figura 4.31 - Evolução da temperatura do ar, umidade específica, ambos em 925 hPa, e precipitação (coluna à esquerda); umidade no solo e fluxos de calor latente e sensível de superfície (coluna à direita) de -6 a 6 pântadas da data de início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil para as categorias: média climatológica (linha superior), precoce (linha central) e tardia (linha inferior).	105
Figura 4.32 – Idem à figura anterior, mas para o Sudeste do Brasil.	107
Figura 4.33 - Precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor) e circulação em 200 hPa na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Centro-Oeste do Brasil.	110
Figura 4.34 - Anomalias do (a) vento horizontal em 850 hPa (vetor) e do ômega em 500 hPa (sombreado), e (b) circulação anômala (linhas de corrente) e vorticidade relativa anômala (sombreado) em 200 hPa na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Centro-Oeste do Brasil.	110
Figura 4.35 - Campo médio (superior) e anomalias (inferior) da seção vertical da latitude (coluna à esquerda) e da longitude (coluna à direita) do vento (vetor) e da temperatura potencial equivalente (contorno) na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Centro-Oeste do Brasil.....	111
Figura 4.36 - Campo médio (coluna à esquerda) e anomalia (coluna à direita) do fluxo de calor sensível (sombreado) e temperatura potencial em 925 hPa (contorno, linha superior), fluxo de calor latente (sombreado) e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (contorno, linha central), e umidade do solo (sombreado) e umidade específica em 925 hPa (contorno, linha inferior) na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Centro-Oeste do Brasil.	113
Figura 4.37 - Precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor) e circulação em 200 hPa na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Sudeste do Brasil.	114
Figura 4.38 - Anomalias do (a) vento horizontal em 850 hPa (vetor) e do ômega em 500 hPa (sombreado), e (b) circulação anômala (linhas de corrente) e	

vorticidade relativa anômala (sombreado) em 200 hPa na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Sudeste do Brasil.	114
Figura 4.39 - Campo médio (superior) e anomalias (inferior) da seção vertical da latitude (coluna à esquerda) e da longitude (coluna à direita) do vento (vetor) e da temperatura potencial equivalente (contorno na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Sudeste do Brasil.	115
Figura 4.40 - Campo médio (coluna à esquerda) e anomalia (coluna à direita) do fluxo de calor sensível (sombreado) e temperatura potencial em 925 hPa (contorno, linha superior), fluxo de calor latente (sombreado) e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (contorno, linha central), e umidade do solo (sombreado) e umidade específica em 925 hPa (contorno, linha inferior) na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Sudeste do Brasil.	117
Figure 4.41 - Condição para instabilidade barotrópica (10^{-11} , $\beta - U_{yy}$) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil para as categorias: média climatológica (coluna à esquerda), precoce (coluna central) e tardia (coluna à direita).	120
Figure 4.42 – Idem à figura anterior, mas para o Sudeste do Brasil.	121
Figura 4.43 - Ômega em 500 hPa (sombreado) e vento horizontal em 850 hPa (vetor) nas escalas: submensal (coluna à esquerda), intrassazonal (coluna central) e sazonal (coluna à direita) para as datas de início da estação chuvosa: média climatológica (linha superior), anomalias das categorias precoce (linha central) e tardia (linha inferior) no Centro-Oeste do Brasil de 1979-2017.	123
Figura 4.44 - Idem ao anterior, porém para a vorticidade relativa (sombreado) e circulação em 200 hPa.	125
Figura 4.45 - Ômega em 500 hPa (sombreado) e vento horizontal em 850 hPa (vetor) nas escalas: submensal (coluna à esquerda), intrassazonal (coluna central) e sazonal (coluna à direita) para as datas de início da estação chuvosa: média climatológica (linha superior), anomalias das categorias precoce (linha central) e tardia (linha inferior) no Sudeste do Brasil de 1979-2017.	128
Figura 4.46 - Idem ao anterior, porém para a vorticidade relativa (sombreado) e circulação em 200 hPa.	130

Figura 4.47 - Seção vertical da conversão de energia cinética ($J.m^{-3}.dia$, sombreado) sobre a América do Sul no trimestre de setembro-outubro-novembro: convergência do fluxo ageostrófico (coluna à esquerda), conversão barotrópica (coluna central) e conversão baroclínica (coluna da direita) nas escalas: sinótica (primeira linha), submensal (segunda linha), intrassazonal (terceira linha) e sazonal (quarta linha).	134
Figura 4.48 - Seção vertical da conversão cruzada de energia cinética ($J.m^{-3}.dia$, sombreado): (a) sinótica com todos os modos, (b) submensal com todos os modos, (c) intrassazonal com todos os modos, (d) sinótica para submensal, (e) sinótica para intrassazonal, (f) sinótica para submensal e intrassazonal sobre a América do Sul no trimestre de setembro-outubro-novembro.	137
Figura A.1 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pântadas à data do início da estação chuvosa na categoria média no Centro-Oeste do Brasil durante 1979-2017.	159
Figura A.2 - Seção vertical da latitude (coluna à esquerda) e da longitude (coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data do início da estação chuvosa na categoria média no Centro-Oeste do Brasil no período de 1979-2017.	160
Figura A.3 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pântadas à data do início da estação chuvosa na categoria média no Sudeste do Brasil durante 1979-2017.	161
Figura A.4 - Seção vertical da latitude (coluna à esquerda) e da longitude (coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data do início da estação chuvosa na categoria média no Sudeste do Brasil no período de 1979-2017.	162
Figura B.1 - Diagrama espaço-fase com RMM1 e RMM2 do VPM durante o início da estação chuvosa no Centro-Oeste (coluna à esquerda) e Sudeste (coluna à direita) do Brasil no período de 1979-2017.	163

Figura C.1 - Compostos das anomalias de radiação de onda longa (sombreado), das fases do VPM em setembro (primeira coluna), outubro (segunda coluna), novembro (terceira coluna) e no trimestre de SON (quarta coluna) com base no período de 1979-2012.	173
Figura D.1 - Diagrama Hovmöller longitude-tempo das anomalias não filtradas de ROL (sombreado) e as representação da OMJ (linha vermelha), Rossby equatorial (linha verde), Kelvin (linha lilás), passa-baixa 100 dias (linha preta) e ondas de 2-10 dias que propagam para oeste (linha azul) na faixa de 7,5°S-17,5°S.	174

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 - Datas, em pântadas e dias do calendário civil, do início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil no período de 1979-2017.....	40
Tabela 4.2 – Idem à tabela anterior, mas para o Sudeste do Brasil.....	41
Tabela 4.3 - Conversão da energia cinética integrada verticalmente ($J.m^{-3}.dia$) em setembro-outubro-novembro no interior da América do Sul no período de 1979-2017.	138
Tabela 4.4 - Conversão de energia cinética entre as escalas integrada verticalmente ($J^{-3}.dia$) no trimestre setembro-outubro-novembro no interior da América do Sul no período de 1979-2017.....	139

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ANA	Agência Nacional de Água
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
BC	Baixa do Chaco
CBC	Conversão Baroclínica
CBT	Conversão Barotrópica
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CFA	Conversão do Fluxo Ageostrófico
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CFSv2	Climate Forecast System version 2
CICD	Conversão por interação cruzada entre distúrbios
COB	Centro-Oeste do Brasil
CPC	Climate Prediction Center
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EC	Estação Chuvosa
ECD	Energia Cinética do Distúrbio
ENOS	<i>El Niño</i> – Oscilação Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
EPE	Empresa de Pesquisa Energética
FEC	Fim da Estação Chuvosa
HN	Hemisfério Norte

HS	Hemisfério Sul
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IBT	Instabilidade barotrópica
IEC	Início da Estação Chuvosa
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	Jato de Baixos Níveis
LISAM	Índice de grande escala do SMAS
M	Categoria Média
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
N	n efetivo
NCEI	National Centers for Environmental Information
NOAA	National Oceanic Atmospheric Administration
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OMJ	Oscilação Madden-Julian
ONI	Oceanic Niño Index
P	Categoria Precoce
PCD	Plataforma de Coleta de Dados
PCS	Previsão Climática Sazonal
PIB	Produto Interno Bruto
RMM	Real-time Multivariate MJO Index
ROL	Radiação de Onda Longa
ROLANT	Campo equatorialmente assimétrico de ROL
SEB	Sudeste de Brasil
SMAN	Sistema de Monção da América do Norte
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul

SOI	Southern Oscillation Index
T	Categoria Tardia
total	Categoria total; climatológica
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VPM	Idem RMM, mas utilizando velocidade potencial em 200 hPa
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Motivação	3
1.2 Objetivo.....	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Estação chuvosa do sistema de monção da América do Sul	7
2.2 Instabilidade atmosférica	16
2.3 Ondas e oscilações equatoriais	17
3 DADOS E METODOLOGIA.....	25
3.1 Dados	25
3.2 Metodologia	27
3.2.1 Compostos	28
3.2.2 Conversão da energia cinética e interação de escalas	35
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
4.1 Análise das datas de IEC.....	39
4.2 Compostos das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil: circulação atmosférica.....	49
4.3 Compostos das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil: seções verticais	78
4.4 Compostos das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil: Fluxos de calor de superfície e umidade no solo.....	94
4.5 Compostos dos casos tardios nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil	109
4.6 Análise da Instabilidade barotrópica	118
4.7 Interação das escalas: sinótica, submensal e intrassazonal.....	122
4.7.1 Centro-Oeste do Brasil.....	122
4.7.2 Sudeste do Brasil	127
4.7.3 Conversão da energia cinética.....	132
5 CONCLUSÃO	141
5.1 Sugestão para trabalhos futuros	145

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	147
APÊNDICE A – COMPOSTOS DA CATEGORIA M	159
APÊNDICE B - DIAGRAMA ESPAÇO-FASE DO VPM.....	163
APÊNDICE C - COMPOSTO DA ANOMALIA DO VENTO MERIDIONAL EM 200 HPA NAS FASES DO VPM.....	173
APÊNDICE D - DIAGRAMA HOVMÖLLER LONGITUDE-TEMPO DAS ANOMALIAS NÃO FILTRADAS DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA.....	174

1 INTRODUÇÃO

A Meteorologia é a ciência que estuda os processos dinâmicos, físicos e químicos que ocorrem na atmosfera, assim como as interações de fenômenos de diferentes escalas de tempo e espaço. Sua importância está ligada a todos os ramos da sociedade como, por exemplo, saber se irá chover no final do dia em determinado lugar ou se o próximo inverno será o mais severo dos últimos anos.

A complexidade desses processos e suas interações desafiam os estudiosos da área ao mesmo tempo que os motivam, impulsionam pesquisas e levam à construção de parcerias, nacionais e internacionais, com a finalidade de entender, prever e, possivelmente, mitigar os impactos causados pelos eventos adversos.

Os movimentos de rotação e translação da Terra, a variação meridional da incidência da radiação solar durante o ciclo anual, a distribuição das porções continentais e oceânicas, dentre outros fatores, fazem com que algumas regiões no globo apresentem características meteorológicas distintas. De acordo com o comportamento da circulação, da temperatura e da precipitação, por exemplo, a meteorologia pode ser dividida em duas grandes subáreas: a meteorologia tropical e a meteorologia de latitudes médias e altas (extratropical).

Do ponto de vista meteorológico, a região tropical é caracterizada por apresentar temperaturas elevadas e abundante conteúdo de umidade. Nessa região, a força de Coriolis mostra-se fraca ou inexistente, a massa de ar é consideravelmente homogênea e os distúrbios atmosféricos são oriundos de modestos gradientes da velocidade do vento ou de calor (LAING; EVANS, 2011).

Por outro lado, os sistemas de latitudes médias, principalmente na escala sinótica, localizam-se na faixa latitudinal de 30° e 60° em ambos os hemisférios, onde há o máximo gradiente de temperatura na superfície; os distúrbios apresentam equilíbrio entre a força de Coriolis e a força do gradiente de pressão, ou seja, a aproximação geostrófica é válida; e as mudanças nas condições meteorológicas são predominantemente geradas por distúrbios baroclínicos (HOLTON, 2004).

Outro ponto importante da região tropical é que as variações na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos oceanos tropicais, considerados importantes moduladores das condições do clima, impactam na distribuição do aquecimento diabático na atmosfera e este aquecimento, por sua vez, ajuda a conduzir a circulação na superfície do oceano devido ao seu forte acoplamento com a atmosfera (BIGG, 2008). Aliás, o aquecimento diabático que está associado aos sistemas precipitantes tropicais é capaz de induzir ondas que podem proporcionar respostas remotas nos trópicos e extratropicais, ou seja, as teleconexões (ANGSTROM, 1935; BJERKNES, 1969; CAVALCANTI; AMBRIZZI, 2009; HOSKINS; KAROLY, 1981; REBOITA; SANTOS; 2015).

Logo, o comportamento da circulação dos ventos, a TSM dos oceanos tropicais, principalmente do Oceano Pacífico, e a geração, a propagação e a atuação de ondas atmosféricas são fatores que desempenham papel importante no clima tropical, além de serem capazes de interagir com os fenômenos típicos de latitudes mais altas.

Devido à pequena variação temporal e espacial da temperatura do ar ao longo do ano na região tropical, a precipitação ganha um destaque ainda maior, uma vez que esse elemento é altamente variável e descontínuo, influenciado desde a circulação local até o escoamento de grande escala e é capaz de impactar diretamente o clima e a vida da população que habita nessa região.

Além disso, o padrão espacial resultante da liberação de calor latente proveniente da precipitação na região tropical mostra-se como um mecanismo diretor essencial para a circulação na escala planetária, transportando calor e umidade para outras regiões do globo (AYOADE, 1996; HASTENRATH, 1991; 2014; RIEHL, 1965). Ou seja, a liberação desse excesso de calor é capaz de expandir a coluna atmosférica e gerar distúrbios notados em altos níveis que se propagam, zonal e meridionalmente, e transportam consigo calor e umidade, inclusive para regiões de latitudes mais altas.

Vale ressaltar que, nesse contexto, a monção destaca-se como um dos principais sistemas precipitantes de grande escala que atua na região tropical continental, a qual proporciona uma notável mudança sazonal na circulação dos

ventos em baixos níveis e, conseqüentemente, condiciona um padrão típico de chuvas por apresentar duas estações bem definidas: um inverno seco e um verão chuvoso (GAN et al., 2016; GOSWAMI, 2005; TYAGI et al., 2012; WEBSTER, 1987; WEBSTER et al., 1998).

Expandindo o assunto para um caráter mais socioeconômico, a importância da precipitação se mostra ainda mais relevante. Isso acontece devido ao fato que mais da metade da população mundial habita as regiões tropicais, onde os países, em sua maioria, são subdesenvolvidos ou estão em desenvolvimento, apresenta baixa renda per capita e sua economia é baseada na atividade agrícola (AYOADE, 1996; GAN et al., 2016; PETTINGELL, 2010; SANTOS, 2016).

O setor energético, principalmente no Brasil, também é um dos setores que apresenta alta dependência da disponibilidade dos recursos hídricos ao longo do ano, dado que o uso de usinas hidrelétricas na geração de eletricidade corresponde a, aproximadamente, 65% da eletricidade gerada no país (EPE, 2019). Ou seja, os déficits de chuva nas cabeceiras dos principais rios de geração de energia e de abastecimento podem causar o aumento dos valores da prestação desses serviços, assim como a implantação de possíveis medidas de racionamento de água.

Além disso, os regimes anômalos de precipitação, juntamente com os extremos de temperatura, causam perdas enormes na agricultura, e.g., aumento do preço dos alimentos, dos biocombustíveis e dos vestuários e, ainda, produtos de baixa qualidade, entre outras conseqüências.

1.1 Motivação

As regiões Centro-Oeste (COB) e Sudeste (SEB) do Brasil são regiões de grande importância em vários setores do país. O COB é a segunda maior região do país, ficando atrás apenas da região Norte, possui a maior terra continental alagável do mundo (ou seja, Pantanal), uma biodiversidade singular (IORIS et al., 2014; JUNK; CUNHA, 2005;) e a economia baseada, principalmente, na agricultura e pecuária; e o SEB é a região mais desenvolvida e populosa do país, responsável por quase 60% do produto interno bruto brasileiro (IBGE, 2016).

Além dessas características, a importância de ambas as regiões se dá pelo fato de apresentarem a máxima amplitude do ciclo anual de precipitação por estarem inseridas no Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). No período ativo do SMAS, que compreende o momento que inicia as chuvas mais abundantes até a transição para a fase seco, representa a estação na qual há a maior quantidade de transporte de umidade do Oceano Atlântico para o interior do continente (RAIA; CAVALCANTI, 2007). Sendo que, dentro do período úmido, mais de 50% de total acumulado de precipitação anual ocorre nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) (GAN et al., 2004).

No que diz respeito às chuvas do período úmido do SMAS, elas são responsáveis pela manutenção de várias bacias hidrográficas as quais ocupam cerca 80% do território nacional (ANA, 2018) e são de grande importância para a geração de energia elétrica além de conterem as cabeceiras de importantes rios para o abastecimento como, por exemplo, os rios Araguaia e Paraguai e o sistema Cantareira, os quais fazem parte da região COB e SEB, respectivamente (COELHO et al., 2015a; 2015b; GAN et al., 2006).

Cabe ressaltar, também, que ambas as áreas de estudos sofrem influência de sistemas típicos de regiões tropicais, como por exemplo, chuva de nuvem convectiva de topo quente, assim como atuação de sistemas transientes característicos de latitudes médias, como sistemas frontais e ciclones extratropicais (CAVALCANTI; AMBRIZZI, 2009).

Com base nessas evidências é incontestável a importância de analisar e entender as características dinâmicas e físicas do Início da Estação Chuvosa (IEC) relacionadas ao SMAS. Um melhor entendimento das condições atmosféricas pré-estação chuvosa e uma previsão climática com maior confiabilidade viabilizam o planejamento e as tomadas de decisão em tempo hábil por parte dos órgãos responsáveis, mantendo e impulsionando o crescimento de tais setores.

1.2 Objetivo

Devido ao caráter variável e descontínuo da precipitação, além das inúmeras interações entre os sistemas precipitantes no COB e no SEB e a sua importância

nessas regiões, o presente estudo tem como objetivo estudar os padrões atmosféricos característicos do IEC e as possíveis causas de sua variabilidade interanual.

Desta maneira, buscar-se-á responder os seguintes questionamentos científicos:

- Quais os principais padrões dinâmicos e físicos que caracterizam o IEC?
- Quais instabilidades no escoamento atmosférico, do ponto de vista dinâmico, são capazes de influenciar na data do IEC nas regiões de estudo?
- Qual é a influência das ondas e oscilações equatoriais na variabilidade interanual das datas de IEC dessas regiões?

Assim, com a resposta dessas perguntas será possível ter um melhor entendimento dos mecanismos que desencadeiam o IEC nas regiões de estudo. Os objetivos específicos são propostos de modo a auxiliar na busca das respostas desses questionamentos e consistem em:

- Estudar as principais características atmosféricas notadas nos momentos que antecedem, durante e após o IEC nas regiões de estudo;
- Analisar as interações de escala: sinótica, submensal e intrassazonal durante o IEC;
- Identificar as possíveis diferenças nos padrões atmosféricos entre as datas de IEC consideradas precoces, médias e tardias;
- Descrever os termos de conversão de energia cinética dos distúrbios sobre a AS durante o IEC relacionado ao SMAS.

Apresentados a introdução ao assunto, a motivação e os objetivos principal e específicos, o presente estudo segue disposto nos seguintes tópicos: a revisão bibliográfica sobre os assuntos que norteiam tal estudo pode ser vista no Capítulo 2. No Capítulo 3 é descrita a metodologia e os dados que foram utilizados para a obtenção dos resultados. Os resultados e respectiva discussão são mostrados Capítulo 4. Por fim, no Capítulo 5, é apresentado as conclusões e considerações finais sobre o estudo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo são abordados assuntos e estudos relevantes para as fundamentações teóricas em torno do tema apresentado a fim de consolidar um embasamento científico na discussão dos resultados e respectiva conclusão.

2.1 Estação chuvosa do sistema de monção da América do Sul

A palavra monção tem origem da palavra arábica *mausim* e significa estação. Esse termo é comumente utilizado para descrever a estação que ocorre a reversão dos ventos dominantes próximo ao Mar da Arábia e, conseqüentemente, chuvas abundantes sobre a região continental (WANG et al., 2019).

Em um conceito mais amplo, a monção é um dos principais sistemas atmosféricos de grande escala que atua na faixa tropical, onde é possível verificar uma notável reversão da direção dos ventos dominantes em baixos níveis durante a fase de transição entre a estação de inverno e verão. Essa reversão ocorre, principalmente, devido ao contraste térmico entre o continente e os oceanos adjacentes, fazendo com que essa região apresente duas estações bem definidas como um inverno seco e um verão chuvoso (GOSWAMI, 2005; TYAGI et al., 2012; WEBSTER, 1987; WEBSTER et al., 1998; ZHISHENG et al., 2015).

Relatos históricos mostram que os estudos sobre a monção não são recentes. Há 3000 anos os chineses já tinham conhecimento da monção no leste asiático. Na Idade Média há registros de observações referentes à monção, principalmente para fins de navegação. Porém, somente no século XVII, Halley (1686) propôs uma explicação teórica para a monção asiática baseando-se nos mecanismos térmicos de superfície, como o contraste térmico entre continente e oceano, e assemelhou a monção a uma enorme brisa marítima. Em 1879, Voyeikov relacionou a variação sazonal da precipitação com a monção.

A fim de definir quantitativamente as regiões de monção, Khromov (1957) propôs um índice baseado na mudança da direção predominante do vento e sua frequência. Posteriormente, Ramage (1971) incluiu a intensidade e persistência dessa mudança e, dessa maneira, foram definidos os seguintes critérios:

- Mudança da direção predominante do vento por, pelo menos, 120° entre janeiro e julho;
- A frequência média da direção predominante do vento em janeiro e julho excede 40%;
- A média do vento resultante em pelo menos um dos meses deve exceder 3 m.s⁻¹;
- Ao menos uma alternância de ciclone-anticiclone deve ocorrer de dois em dois anos em ambos os meses numa região de 5° de latitude-longitude.

Por essa definição somente a Ásia, Austrália e África teriam um regime de monção. A América do Sul (AS) não apresentaria tal regime por dois motivos (GAN et al., 2004):

O continente é muito estreito nas regiões sub e extratropicais, o que limita a área de formação de uma alta fria estacionária e de uma baixa térmica;

A ressurgência persistente das águas frias do Oceano Pacífico Sul na costa oeste do continente, que mantém a TSM menor do que a temperatura do ar na superfície do continente durante o ano todo.

Por essas razões, até o final do século XX não era considerada a existência de monção sobre a AS, apesar do continente possuir outras características peculiares desse sistema. Motivados por essas características, Zhou e Lau (1998) observaram que quando a média anual é removida da circulação média de verão e inverno, nota-se claramente a reversão das anomalias da circulação em baixos níveis, semelhante aos demais sistemas de monção. Desde então, o SMAS tem sido estudado detalhadamente e considerado como um dos mais importantes sistemas de monção do planeta.

Vale ressaltar que o estudo de Gan et al. (2004) mostrou que na região próxima de 15°S na faixa de 50°W-60°W, há uma reversão do vento zonal predominante em baixos níveis nos meses de transição entre estação seca e chuvosa. Essa região é definida em alguns estudos como o núcleo da monção (ALMEIDA et al., 2018; GRIMM et al., 2007; GRIMM; ZILLI, 2009; RAIÁ; CAVALCANTI, 2008; YIN et al., 2013).

A existência dos sistemas de monção é dada devido a três fatores fundamentais (WEBSTER, 1987):

- A diferença sazonal do aquecimento entre continente e oceano adjacente em latitudes baixas;
- A rotação da Terra;
- A umidade presente na atmosfera.

Em outras palavras, a monção surge do desenvolvimento do escoamento de baixos níveis, que cruza o equador, produzido pelos gradientes de pressão e modificados pelas seguintes propriedades físicas e processos associados do sistema continente-oceano-atmosfera (HARTMANN, 1994; WEBSTER, 1987): o aquecimento diferencial do continente e do oceano devido a suas capacidades térmicas distintas; a geração de forças de gradiente meridional devido a este aquecimento; as diferenças de transporte vertical e de armazenamento de calor nesses ambientes; e a modificação do aquecimento por processos úmidos.

Adicionalmente, em cada um desses processos e propriedades, devem ser consideradas a rotação do planeta (atuação da força de Coriolis) e a influência dos efeitos locais, e.g., a geografia dos oceanos, porções continentais e topografia regional.

Como citado anteriormente, as características regionais influenciam a intensidade, o desempenho e a duração do sistema de monção. Nesse contexto, a geografia do continente sul americano apresenta algumas semelhanças ao do leste da Ásia, a qual contribui para a circulação de monção, assim como particularidades que o diferencia dos demais sistemas: a AS e o leste da Ásia são banhados por oceanos a leste (Atlântico e Pacífico, respectivamente), ambos apresentam escoamento de correntes quentes na direção dos polos ao longo da costa e terrenos montanhosos a oeste.

Porém, enquanto o conjunto de montanhas que compõem o Himalaia, na Ásia, apresenta uma distribuição mais zonal, a cadeia montanhosa do Andes, na AS, tem uma disposição meridional e está inserida em um continente mais estreito em latitudes médias, fatores que contribuem para um transporte mais eficiente

da umidade para o interior do continente (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006a).

O SMAS engloba a floresta tropical na Bacia Amazônica e a monção do leste asiático inclui as águas quentes do mar do sul da China. Assim, essas duas regiões proporcionam calor e umidade para a atividade monçônica (VERA et al., 2006b).

Devido à disposição do continente americano, o ciclo anual da precipitação é claramente caracterizado pela convecção sobre a América tropical que possui uma sazonalidade regular e certo grau de simetria com o equador (HOREL et al., 1989). Desse modo, o Sistema de Monção da América do Norte (SMAN) e o SMAS podem ser interpretados como dois extremos de um mesmo ciclo, o qual pode ser descrito a partir dos mesmos termos tradicionalmente utilizados na monção da Ásia. Com foco no SMAS, o seu ciclo de vida pode ser dividido em cinco fases (ZHOU; LAU, 1998):

- **pré-monção:** iniciado durante a primavera austral. Essa fase é caracterizada pelo escoamento divergente em altos níveis e convergente em baixos níveis sobre a região da Bacia Amazônica. Esse acoplamento entre altos e baixos níveis é fruto de um intenso aquecimento convectivo, ou seja, a convecção que, até então estava concentrada sobre a América Central, migra para o noroeste da Bacia Amazônica devido ao intenso aquecimento radiativo da superfície;

- **desenvolvimento da monção:** nesta fase há a formação e o estabelecimento de uma baixa pressão térmica em superfície na região do Chaco. Em contrapartida, forma-se na troposfera superior um anticiclone de núcleo quente sobre a região próxima ao Altiplano Boliviano, e.g., a Alta da Bolívia (AB) (VIRJI, 1981). Ambos os sistemas são oriundos da resposta da circulação troposférica regional ao forte aquecimento convectivo sobre a região central da Amazônia. Nessa época do ano, os ventos alísios de nordeste apresentam maior intensidade e, ao cruzar o equador, transportam mais umidade do Oceano Atlântico tropical para a Bacia Amazônica até atingir a cordilheira dos Andes, onde são defletidos para sul e sudeste do continente e

transportam ar quente e úmido via Jato de Baixos Níveis (JBN) (VERA et al., 2006a; VIRJI, 1981). A combinação desses processos com os sistemas transientes oriundos de latitudes mais altas dispara a convecção no interior do continente e inicia a organização de uma banda de nuvens, orientada de noroeste-sudeste, denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (CARVALHO et al., 2004; CASARIN; KOUSKY, 1986; KODAMA, 1992; QUADRO, 1994);

- **maturação da monção:** o forte aquecimento diabático sobre o continente é intensificado. Em altos níveis, a AB desloca-se para o sul da Bacia Amazônica e tem-se a formação do cavado a leste da região Nordeste do Brasil que, quando se fecha, forma-se o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY; GAN, 1981). Com isso há o deslocamento e a permanência da ZCAS para o sul de sua posição, o que eleva a precipitação associada a esse sistema na região do COB e SEB. Ou seja, o transporte de umidade desde o oceano Atlântico tropical, associado à reciclagem sobre a floresta tropical, mantém a precipitação máxima sobre o Brasil central, favorecendo a atuação da ZCAS durante os meses de verão;

- **enfraquecimento da monção:** o jato de altos níveis retorna à configuração de dois ramos de máxima intensidade (jato subtropical e jato polar). O escoamento que cruza o equador e transporta umidade para o interior do continente é enfraquecido e faz com que a precipitação se desloque novamente para o noroeste. Com a redução do gradiente de temperatura entre o continente subtropical e o oceano adjacente, percebe-se o enfraquecimento do cisalhamento vertical do vento na região monçônica. O aquecimento do ar é reduzido sobre o Platô e a circulação sobre a região começa a apresentar características de inverno;

- **pós-monção:** a circulação de monção perde sua configuração. A precipitação retorna à região equatorial influenciada pela convergência de umidade em baixos níveis provenientes dos alísios. Posteriormente, com o maior aquecimento radiativo da superfície sobre o Hemisfério Norte (HN), há o deslocamento da atividade convectiva para a América Central.

Apesar dessas características gerais, o SMAS apresenta padrões e tendências de precipitação que podem variar espacialmente. Além disso, há também a variabilidade temporal que pode influenciar o desempenho do sistema, desde escala sinótica à decenal, por exemplo, a mudança das condições de tempo devido à atividade de sistemas frontais (SIQUEIRA; MACHADO, 2004; GRIMM; DIAS, 2011); favorecimento ou supressão da convecção dada pelas fases da Oscilação Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1971; ZHANG, 2005); a variabilidade interanual da precipitação influenciada pela fase do El Niño – Oscilação Sul (ENOS) (PHILANDER, 1983); e o *background* das condições atmosféricas de acordo com a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) (MANTUA et al., 1997) entre outras oscilações e respectivos sistemas oceano-atmosféricos.

Esses aspectos mostram o quão peculiar e complexo é o SMAS e confirmam a necessidade de registro de dados refinados e consistentes, principalmente sobre a região oceânica e continente tropical, para sua melhor representação e entendimento dos processos dinâmicos e físicos envolvidos, os quais contribuem para o aumento da confiabilidade na previsão e, conseqüentemente, mitigação dos possíveis efeitos danosos causados por sua variabilidade.

Ainda sobre as características da monção, vários estudos têm sido feitos para determinar as datas de IEC deste sistema. Essas datas podem ser identificadas a partir de várias metodologias baseadas no comportamento da Radiação de Onda Longa (ROL), mudanças na direção do vento, transporte de umidade, entre outros, além da precipitação, que conseguem representar relativamente bem o comportamento da estação chuvosa (EC).

Além disso, ainda há várias abordagens e critérios que buscam definir um sistema monçônico. Existe a definição clássica definida por Ramage (1971), mas há também as definições que enfatizam tanto as características globais, quanto às particularidades regionais.

Dentre a infinidade de métodos, abordagens e variáveis capazes de definir as características do IEC de um sistema de monção, deve sempre ser levado em conta as limitações do método e possíveis tendências intrínsecas a fim de não

obter resoluções errôneas (FITZPATRICK et al., 2015; FLATAU et al., 2001; STILLER-REEVE et al., 2014). Em particular, esses trabalhos apontam para o fato de que podemos encontrar resultados contrastantes (por exemplo, tendências de início da estação chuvosa de sinais diferentes) para a mesma região devido simplesmente à diferentes definições deste início.

Neste contexto, a fim de estudar a EC tropical da AS, Kousky (1988) determinou a climatologia, em pântadas, do IEC utilizando dados de ROL de 1979 a 1987. Ele utilizou um limiar de 240 W.m^{-2} e a persistência desse valor para determinar as datas do IEC e do final da EC (FEC). Além disso, observou que, geralmente, o início desenvolve-se de noroeste a sudeste na AS.

Marengo et al. (2001) analisaram o IEC na Bacia Amazônica brasileira de 1979-1996 utilizando um critério semelhante ao de Kousky (1988), acrescido de valores limítrofes de precipitação.

Com a variável precipitação, Liebmann e Marengo (2001) estudaram a evolução do acumulado local sobre a Bacia Amazônica e Liebmann et al. (2007), na região do SMAS. A metodologia utilizada para determinar a data do IEC baseava-se na evolução do acumulado anômalo de precipitação. Bombardi e Carvalho (2008) também utilizaram este método, mas com dados de precipitação agrupados em pântadas.

Baseado no comportamento da circulação de monção na AS, Gan et al. (2006) propuseram índices de identificação do IEC através do vento zonal em 850hPa, cisalhamento do vento meridional, cisalhamento do vento zonal e vento zonal e meridional em 850hPa. Esses índices foram utilizados para identificar o IEC na região do COB no período de 1979-1997.

O índice de grande escala do SMAS (LISAM, em inglês), por sua vez, é um índice multivariado de Funções Ortogonais Empíricas (EOF, em inglês) combinadas, a partir das anomalias de precipitação, umidade específica, vento zonal e meridional e temperatura do ar em 850 hPa. Este índice foi proposto por Silva e Carvalho (2007) e utilizado para investigar as características espaciais e temporais de grande escala do SMAS para o período de 1979-2005.

A fim de estudar o ciclo de vida do SMAS, Raia e Cavalcanti (2008) utilizaram um índice de monção similar ao proposto por Fasullo e Webster (2003), os quais utilizaram para descrever o ciclo hidrológico da monção da Índia. Esse índice representa o transporte de umidade integrado na vertical realizado pelo vento zonal e aplicado na região central do SMAS (10° S - 15° S e 65° O - 55° O) para o período de 1984-2004.

Garcia e Kayano (2009; 2013) basearam-se no campo equatorialmente antissimétrico de ROL (ROLANT) no período de 1979-2007 para identificar o IEC nas regiões da Bacia Amazônica Central e do COB. Essa metodologia é capaz de indicar aspectos da transição monçônica entre os hemisférios (MURAKAMI; NAKAZAWA, 1985; VERA et al., 2006a). Assim, valores negativos (positivos) de ROLANT ao sul do equador indicam presença (ausência) de atividade convectiva nesta área e, desta maneira, é possível determinar as datas de IEC e FEC.

Santos e Garcia (2016) fizeram a comparação entre os métodos de Liebmann et al. (2007) e Garcia e Kayano (2009; 2013) para o estado de Minas Gerais no período de 1998-2012. Os autores mostraram que ambos os métodos representam bem as datas de IEC e FEC na região, sendo que as datas de FEC apresentaram maiores discrepâncias entre os métodos e uma maior variabilidade quando comparadas às datas de IEC. O método de Garcia e Kayano (2009; 2013) tem a vantagem de não utilizar um valor limítrofe e representar bem as características de grande escala da EC, porém, apesar do método Liebmann et al. (2007) depender da precipitação média da região de estudo, ele é capaz de representar melhor as características regionais do ciclo anual da precipitação. Isso ocorre devido ao caráter da precipitação, convectiva ou estratiforme, que apresenta intensidade e duração diferentes dependendo do tipo de solo, vegetação, topografia e da sua proximidade do oceano, além dos sistemas atmosféricos e suas interações.

Neves et al. (2013) investigaram a EC no COB e no SEB, além da caracterização das condições atmosféricas de umidade e dos fluxos de calor (latente e sensível) nos momentos que precedem o IEC de 2000 a 2010. Os autores utilizaram a

metodologia proposta por Zeng e Lu (2004), ou seja, um método objetivo e global para determinar as datas de IEC baseado em dados de água precipitável.

Essas metodologias, além de empregadas para o entendimento da EC nas regiões de estudo, também podem ser utilizadas prognosticamente, ou seja, para prever as datas do IEC. Nesse contexto, os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) são valiosas ferramentas capazes de simular e prever as componentes atmosféricas com diversos graus de destreza, as quais podem ser utilizadas para a aplicação dos índices.

Desta maneira, a escolha da metodologia e da variável meteorológica pode refletir na confiabilidade da previsão das datas de IEC. Logo, torna-se necessário, também, o conhecimento das limitações das metodologias assim como dos modelos utilizados para prever o comportamento dessas variáveis meteorológicas.

As principais componentes do SMAS, como a diferença de precipitação entre verão e inverno, umidade, circulação atmosférica em baixos e altos níveis e o fluxo de umidade são, geralmente, bem representados pelos modelos. Aliás, a destreza dos modelos em representar a variabilidade do SMAS depende, também, de como eles simulam os mecanismos associados com as mudanças dentro da monção como, por exemplo, interação trópico-extratropical, oscilações intrassazonais, o ENOS e respectivas teleconexões (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

No que diz respeito à destreza dos índices em prever o IEC, Santos (2016) analisou seis índices baseado na circulação, umidade e atividade convectiva na região do COB utilizando os dados da previsão climática sazonal do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), para o período de 2000 a 2015. Ele notou que as datas de IEC na região são melhores descritas pelo índice da água precipitável e com os dados da previsão do mês de agosto.

Em suma, a multiplicidade dos processos físicos e dinâmicos, além das interações que afetam a variabilidade do SMAS em várias escalas temporais, demonstram os desafios em entender e prever as componentes deste sistema.

A modificação rápida do uso do solo e da cobertura continental de vastas áreas da AS tropical e suas implicações no balanço de energia e no ciclo hidrológico estão entre as principais complicações da modelagem climática (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

Por isso, o contínuo esforço para melhorar os modelos e a proposta de novas metodologias são e continuarão sendo cruciais para promover a mitigação e, conseqüentemente, adaptação aos potenciais impactos numa possível mudança no clima da AS.

2.2 Instabilidade atmosférica

A instabilidade hidrodinâmica surge de certas distribuições de vorticidade num escoamento bi-dimensional não divergente (HOLTON, 2004; KUO, 1949; LINDZEN et al., 1983).

Um campo de escoamento médio é dito como hidrodinamicamente instável se um pequeno distúrbio induzido neste escoamento cresce espontaneamente, extraíndo, assim, a energia do escoamento médio (HOLTON, 2004). As ondas instáveis importantes na meteorologia em escala sinótica, geralmente, ocorrem em forma de perturbações zonais assimétricas para o campo simétrico do escoamento básico. Ou seja, para que ocorra uma perturbação na atmosfera, o escoamento básico, normalmente, deve apresentar cisalhamento vertical e horizontal. A instabilidade barotrópica está associada ao cisalhamento horizontal de uma corrente semelhante a um jato. Essa instabilidade cresce pela extração de energia cinética do escoamento básico.

A instabilidade baroclínica, no entanto, está associada ao cisalhamento vertical desse escoamento. Ela cresce pela conversão da energia potencial associada ao gradiente de temperatura horizontal médio que deve existir para obter o balanço do vento térmico com o cisalhamento vertical do escoamento básico (HOLTON, 2004). Como discutido por Lindzen e Tung (1978), ambas as instabilidades têm, fundamentalmente, a mesma origem: a conservação da vorticidade potencial.

Vários estudos foram desenvolvidos a fim de entender, de explicar e de simplificar as equações que determinam ambas as instabilidades. É possível

encontrar alguns protótipos analiticamente tratáveis para a instabilidade baroclínica: modelo de 2 camadas (PHILLIPS, 1954), modelo de Eady (EADY, 1949) e o problema de Charney (1947).

Para a instabilidade barotrópica, a maioria dos tratamentos envolve a solução numérica para as propriedades de estabilidade (e.g., DICKINSON; CLARE, 1973; KUO, 1973; 1978). Nesse contexto, cabe ressaltar a análise do problema de Charney aplicada na instabilidade barotrópica proposta por Lindzen et al. (1983), o qual será parcialmente abordado no presente estudo.

De uma maneira mais aplicada, principalmente sobre a monção, Shukla (1977) propôs estudar a influência da instabilidade barotrópica-baroclínica no escoamento médio zonal durante a monção de verão. O estudo feito por Mishra e Salvekar (1980) analisou o papel da instabilidade baroclínica no desenvolvimento dos distúrbios de monção. A instabilidade barotrópica sobre o início dos vórtices monçônicos em 1979 foram discutidos por Mishra et al. (1985).

Todos os estudos citados acima teve como foco as regiões da Índia e leste asiático, uma vez que a região é fortemente influenciada pela atuação da OMJ, a qual é originada a partir de uma estrutura baroclínica mas capaz de gerar instabilidade barotrópica, por exemplo, ondas de Rossby equatoriais. Já na AS essa relação das instabilidades barotrópica-baroclínicas para o início do período ativo da SMAS ainda não são bem compreendidas.

Neste contexto, Rao e Bonatti (1987) estudaram a conversão de energia a partir da instabilidade barotrópica em 200hPa durante o verão de 1977/1978. Seu estudo teve como foco o entendimento da formação dos VCAN, um dos componentes presentes durante a fase ativa do SMAS (ZHOU; LAU, 1998). Estudos complementares a esse foram feitos por Mishra e Rao (2001) e Mishra et al. (2007), este último utilizou a condição para que ocorra a instabilidade barotrópica, a qual será detalhada no Capítulo 3.

2.3 Ondas e oscilações equatoriais

Como comentado anteriormente, as perturbações assimétricas no escoamento zonal desempenham um papel fundamental na circulação geral da atmosfera. Em regiões extratropicais, as perturbações baroclínicas são oriundas do intenso

gradiente horizontal de temperatura próximo à superfície e são responsáveis pelo fluxo de calor e de momentum que caracterizam o clima de latitudes médias. Enquanto isso, nos trópicos, as ondas equatoriais são forçadas pela liberação de calor latente devido à convecção profunda (GRISE; THOMPSON, 2012).

Uma grande parte da variabilidade na atmosfera tropical é causada por ondas equatorialmente aprisionadas. Elas exercem um papel importante na dinâmica dos sistemas tropicais, e.g., o desenvolvimento de ciclones, além de serem capazes de modular as fases ativas e inativas da circulação de monção (FREDERIKSEN, 2002; MCPHADEN; YU, 1999; MOORE; KLEEMAN, 1999).

As ondas equatoriais podem ser representadas pelas componentes dinâmicas da região tropical assim como pelas anomalias de ROL, quando o ciclo anual é removido. Assim, nesta faixa de latitude, nota-se o predomínio de ondas de Kelvin a leste e ondas de Rossby a oeste do aquecimento convectivo sobre o Oceano Pacífico Oeste (DIMA et al., 2005; DIMA; WALLACE, 2007).

Descoberto pelo Sir William Thompson, que posteriormente tornou-se Lord Kelvin, em 1879, a onda de Kelvin é um tipo especial de onda de gravidade que pode ser influenciada pela rotação da Terra e aprisionada no equador ou ao longo do limite fronteiro das costas e das cadeias montanhosas (WANG, 2002). Uma característica singular da onda de Kelvin é a sua propagação unidirecional. No equador, onde apresentam a maior intensidade, elas sempre propagam para leste e decaem exponencialmente com o aumento da latitude.

Já as ondas de Rossby, que levam esse nome em homenagem ao meteorologista C. G. Rossby, são consideradas as mais importantes ondas de grande escala na atmosfera, capazes de gerar e influenciar vários fenômenos atmosféricos em todo o globo (HOLTON, 2004; SALBY, 1996; ROSSBY et al., 1939). Ela surge, basicamente, da conservação de vorticidade absoluta em um fluido barotrópico devido a variação da força de Coriolis de acordo com a latitude, conhecido como efeito plano- β , ou pela conservação da vorticidade potencial devido ao gradiente isentrópico presente em uma atmosfera baroclínica (HOLTON, 2004).

Dada a importância das ondas planetárias no desenvolvimento de sistemas atmosféricos, vários estudos vêm sendo feitos desde a sua descoberta, os quais buscam entender seus processos de geração e propagação, além de suas influências.

Gill (1980), a fim de analisar e entender a resposta do aquecimento diabático que ocorre na atmosfera tropical, utilizou um modelo analítico simples considerando os cálculos e aproximações anteriormente comentadas por Matsuno (1966). Assim, ele conseguiu representar as ondas de Kelvin a leste e ondas de Rossby a oeste do aquecimento simétrico aplicado no equador, além das células de circulação de Walker e de Hadley devido ao movimento ascendente sobre a região de aquecimento. E no aquecimento assimétrico, notou-se a formação de centros ciclônicos e anticiclônicos antagônicos em cada hemisfério, similares aos que são notados nas estações de solstício.

Esses resultados proporcionaram, juntamente com o advento dos satélites, um avanço no entendimento da variabilidade de escala sinótica à planetária nos trópicos e sua possível interação com os fenômenos de típicos de latitudes mais altas.

Estudos posteriores mostraram que há uma estreita relação entre a frequência de determinado número de onda e os picos espectrais dos dados de proxy de nuvens convectivas profundas. Assim, a dispersão das ondas equatoriais implicaria na existência de um relacionamento aparentemente simples entre a circulação atmosférica e convecção organizada (WHEELER et al., 2000). Tais ondas podem variar entre as ondas equatoriais de baixa frequência, como as ondas de Rossby e de Kelvin, com períodos na ordem de uma semana ou mais, e ondas mistas de Rossby-gravidade e inércia-gravidade de frequência mais alta, com períodos de alguns dias (WHEELER; KILADIS, 1999).

Por exemplo, a onda mista de Rossby-gravidade é um tipo de onda equatorial convectivamente acoplada que propaga para oeste no período de 4 a 5 dias e é capaz de modular a convecção além da região equatorial (HENDON; LIEBMANN, 1991; WHEELER et al., 2000).

A onda Kelvin é outro modo de onda equatorial que também apresenta um sinal de acoplamento convectivo (TAKAYABU; MURAKAMI, 1991; DUNKERTON; CRUM, 1995; WHEELER; KILADIS, 1999). Estudos descrevem a sua influência na organização de nuvens centradas equatorialmente em direção ao leste tendo uma escala longitudinal de alguns milhares quilômetros e uma velocidade de propagação de cerca de 10 a 25 m.s⁻¹. Porém, deve-se distingui-la da propagação para o leste da oscilação intrassazonal de 30 a 60 dias, por exemplo a OMJ, que tem uma frequência e velocidade mais baixas, além de envolver outros mecanismos não atmosféricos (SALBY et al., 1994).

Neste contexto, a atuação das ondas de Kelvin, Rossby e mista Rossby-gravidade, juntamente com a OMJ, é mostrada na Figura 2.1 com base nas anomalias de ROL filtradas e referentes ao dia 18 de novembro de 2018.

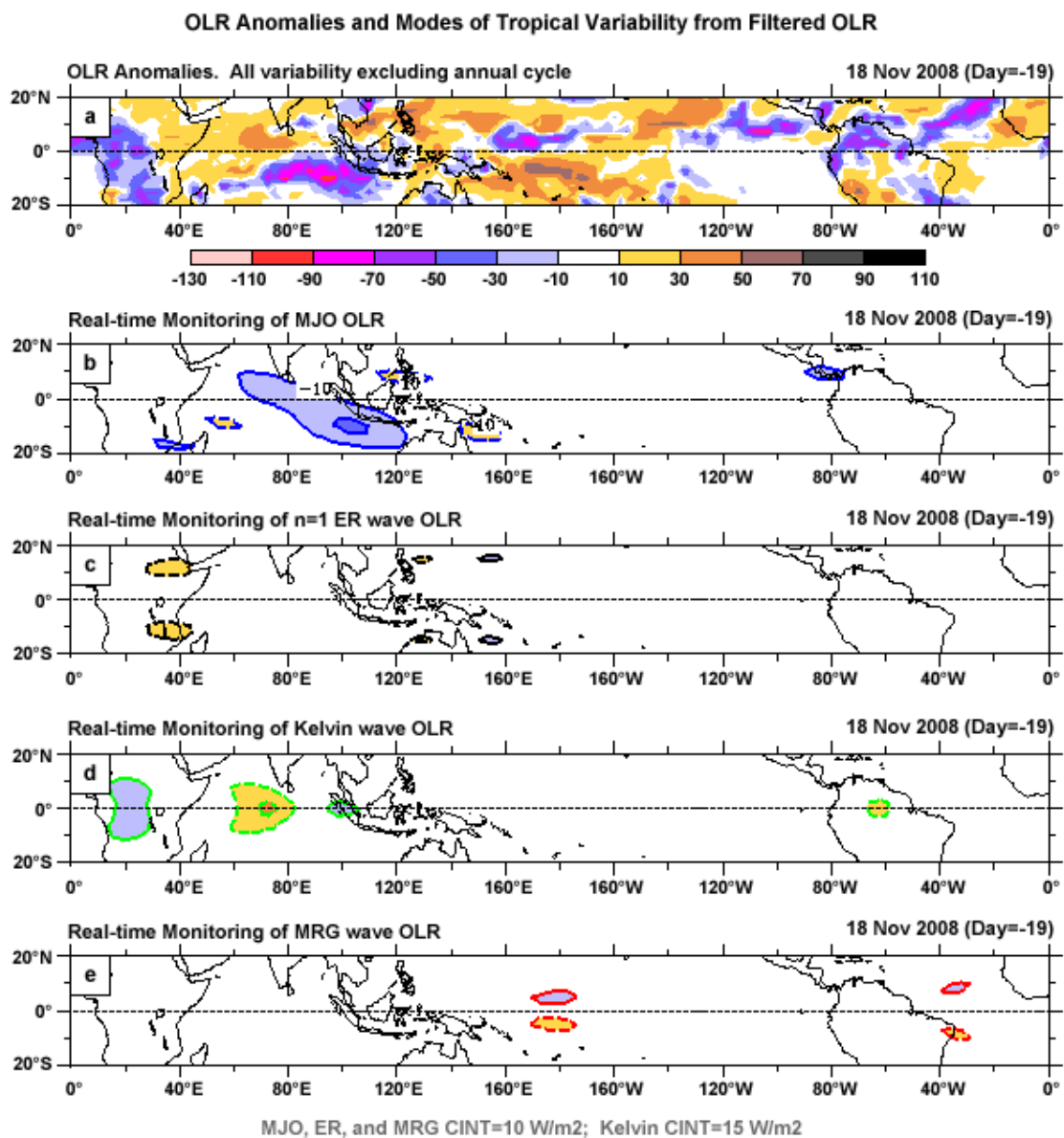
A OMJ, identificada por Roland Madden e Paul Julian do National Center for Atmospheric Research (NCAR) no início da década de 70, é uma oscilação na escala intrassazonal nas regiões de baixa latitude (MADDEN; JULIAN, 1971). Esse sistema atmosférico caracteriza-se por uma célula de circulação zonal direta no plano equatorial que se propaga para leste em um período de 30 a 60 dias. Originalmente era referida como oscilação de 40-50 dias, porém notou-se que esse período não é preciso, podendo ser definida também como oscilação de 30-60 dias ou oscilação intrassazonal (LAING; EVANS, 2011; ZHANG, 2005).

Vale ressaltar que, anterior ao estudo de Madden e Julian, Xie et al. (1963) publicaram no Chinese journal *Acta Meteorologica Sinica* o registro de um sinal oscilatório no período de 40-50 dias com dados de radiossonda de estações localizadas em 70°-150°E na região de monção de verão do sudeste asiático. A oscilação era dada pela variação da componente zonal do vento em 700 hPa, sem qualquer filtragem (LI et al., 2018).

A componente atmosférica da OMJ é caracterizada por uma oscilação que propaga para leste do “continente marítimo”, localizado no sudeste da Ásia que compreende em várias ilhas, penínsulas e oceanos rasos: Indonésia, Malásia, Pádua Nova Guiné e Filipinas (aproximadamente, 12°S-8°N e 95°E-150°E), próximo do equador por volta de 5 m.s⁻¹. Na escala espacial pode ser descrita

em termos de comprimento de onda local de 12 mil a 20 mil quilômetros (LAING; EVANS, 2011).

Figura 2.1 – Campo espacial das a) anomalias de radiação de onda longa (ROL), com o ciclo anual removido, e anomalias de ROL associadas à b) Oscilação de Madden-Julian, c) ondas de Rossby equatorial, d) ondas de Kelvin e (e) ondas mista Rossby-gravidade.



O sombreado azul indica o aumento da convecção e precipitação, enquanto que o sombreado laranja indica supressão dessas condições.

Fonte: COMET (2020).

A OMJ é geralmente melhor desenvolvida na região sul do Oceano Índico, leste da Austrália e o Oceano Pacífico Leste durante o verão austral e pode ser notada na pressão em superfície, no campo do vento troposférico inferior e superior (ou divergência) e nos campos representativos da convecção profunda, e. g., umidade relativa, ROL e água precipitável.

Uma composição de 91 eventos de OMJ de 1957-1987 revela uma oscilação de magnitude de 5 m.s^{-1} do vento zonal, 1 m.s^{-1} no vento meridional, $0,5 \text{ K}$ na temperatura, 5 mm.dia^{-1} na chuva e 10% na umidade relativa (MCBRIDE; FRANK, 1999). Sua componente oceânica tem oscilação um pouco mais longa (60-75 dias) e é evidenciada pela TSM, profundidade da camada de mistura, fluxo de calor latente superficial e campos de estresse do vento de superfície (MATTHEWS et al., 2007).

Nos primeiros estudos, a OMJ era ligada à variação da chuva local. Capaz de modular as fases ativas e inativas da Monção Asiática/Australiana e da África, sua passagem está ligada ao início da estação chuvosa do Sistema de Monção de verão da Austrália (HENDON; LIEBMANN, 1990).

Além disso, nota-se que a fase ativa da OMJ também está ligada com o aumento dos ciclones tropicais se comparado com a fase inativa (AIYYER; MOLINARI, 2008). Ela também influencia na variabilidade intrassazonal do SMAS e do SMAN, além de impactar regiões com estações chuvosas curtas, e. g., o Nordeste do Brasil, o Sudeste da África e Nordeste da Austrália (KAYANO; KOUSKY, 1999; KAYANO et al., 2009).

Quanto a sua variabilidade, o seu sinal não é constante ao longo das estações ou anos, ela mostra-se mais intensa no verão austral e em ENOS neutros, assim como ela tende a ser suprimida durante eventos fortes de *El Niño* ou *La Niña* (LAING; EVANS, 2011).

De modo geral, a OMJ é a principal fonte de flutuações intrassazonais dos sistemas de monção sendo responsável por cerca de 33-80% da variabilidade das chuvas relacionadas à monção (ZHANG, 2005). Sua influência no IEC e nas fases ativas e inativas das monções da Índia, da Austrália e das Américas é dada através de dois mecanismos: por perturbações que propagam para leste na Zona

de Convergência Intertropical (ZCIT) do Pacífico e pelos trens de ondas de Rossby excitadas pela convecção da OMJ na região Indo-Pacífico tropical que chegam a alcançar até a AS.

Em síntese, a OMJ impacta várias partes do globo de maneiras particulares: durante o verão (inverno) austral há alternância de condições úmidas/secas no Brasil tropical, África e Norte da Austrália (América Central e continentes marinhos); modulação da monção do Norte da Austrália e SMAS (SMAN, monção da África, Índia e Ásia); pluma de umidade tropical no Norte dos Estados Unidos e Canadá; ENOS por ondas de Kelvin no Pacífico Central e maior atuação dos ciclones tropicais no Oceano Índico e Pacífico Sul (Oceano Pacífico leste, Pacífico oeste e Atlântico Norte) (LAING; EVANS, 2011).

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo são apresentados os dados utilizados no desenvolvimento do presente estudo, assim como a fonte e respectivas justificativas. Em seguida é descrita a metodologia adotada para alcançar os objetivos propostos, estruturada com base nos estudos discutidos na revisão bibliográfica.

3.1 Dados

Os dados diários de precipitação (mm.dia^{-1}) foram obtidos do *Climate Prediction Center* (CPC) denominado *CPC Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation* para toda região continental da AS com uma resolução de $0,5^\circ$ de latitude e longitude. Tais dados são baseados em medições feitas nas plataformas de coleta de dados e estimativas de precipitação por satélites, e utilizam técnicas sofisticadas de interpolação que redistribui a precipitação em pontos de grade (CHEN et al., 2008; JONES et al., 2012; SILVA et al., 2011; XIE et al., 2007) e estão disponíveis em ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/CPC_UNI_PRCP/GAUGE_GLB/.

O uso deste dado se justifica por sua boa representação das características do SMAS (início, fim, duração e intensidade), discutidas por Carvalho et al. (2012), além de apresentarem consistência a outros conjuntos de dados baseados em estações de superfície ou dados de satélite (LIEBMANN; ALLURED, 2005; XIE; ARKIN, 1997).

Dados diários da componente zonal, meridional (ambas em m.s^{-1}) e vertical (ômega, Pa.s^{-1}) do vento, temperatura do ar (K), umidade específica (g.kg^{-1}), altura geopotencial (m_{gp}), umidade do solo até 2 metros de profundidade (mm), e fluxos de calor latente e sensível (W.m^{-2}) são obtidos do *Climate Forecast System Reanalysis* (SAHA et al., 2010) e do *Climate Forecast System version 2* (SAHA et al., 2014) (CFSR e CFSv2, respectivamente) e encontram-se disponíveis em <http://rda.ucar.edu/datasets/ds093.0/>.

Essa reanálise foi desenvolvida para simular a condição do domínio acoplado do sistema oceano-continente-atmosfera e gelo da superfície do mar em alta resolução. O modelo atmosférico global possui resolução de aproximadamente 38 km na horizontal e 64 níveis verticais. Segundo Quadro et al. (2012), os dados

do CFSR, dentre a nova geração de reanálise, representam bem o ciclo anual as componentes da precipitação sobre a AS, além de terem mostrado menor viés sobre todo o continente sul-americano, incluindo a região dos Andes.

A temperatura potencial equivalente (θ_e), em K, é calculada a partir das seguintes equações:

$$\theta_e = \theta * \exp\left(\frac{L_v * w_s}{c_p * T}\right) \quad (3.1)$$

$$\theta = T * \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (3.2)$$

em que: θ é a temperatura potencial, em K; T a temperatura do ar, em K; p a pressão do nível isobárico escolhido, em hPa; p_0 é a pressão de referência, comumente em 1000 hPa; R a constante do gás ideal ($287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$); c_p o calor específico à pressão constante ($1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$); L_v o calor latente de vaporização ($2,25 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) e w_s a razão de mistura a partir da umidade específica.

Vale ressaltar que, pelo princípio de conservação de energia, o saldo de radiação (R) na superfície depende dos fluxos de calor latente (FCL), de calor sensível (FCS) e de calor no solo (FSO) (ARYA, 2001; WALLACE; HOBBS, 2006), como indicado na Equação 3.3:

$$R = \text{FCL} + \text{FCS} + \text{FSO} \quad (3.3)$$

Na literatura, a definição proposta por Hartmann (1994) e Arya (2001), na qual afirmam que o FCS (em W.m^{-2}) é proporcional à diferença de temperatura entre a superfície terrestre e atmosfera, conforme mostrado na Equação 3.4, que segue abaixo:

$$\text{FCS} = C_p \cdot \rho \cdot C_{DH} \cdot U_r \cdot [T_s - T_a(Z_r)] \quad (3.4)$$

onde: FCS é o fluxo de calor sensível, C_p representa o calor específico a pressão constante, ρ equivale a densidade do ar, C_{DH} é o coeficiente aerodinâmico de transferência de temperatura, U_r é proporcional a média do vento em um nível padrão, T_s é a temperatura em superfície, T_a é a temperatura do ar em um ponto fixo em um nível de pressão (Z_r). Enquanto o FCL (em W.m^{-2}) está relacionado

com a diferença de umidade específica entre a superfície e um nível de pressão, e pode ser representado através da Equação 3.5:

$$FCL = L \cdot \rho \cdot C_{DE} \cdot U_r \cdot [q_s - q_a(Z_r)] \quad (3.5)$$

onde tem-se que: FCL = fluxo de calor latente, L equivalente ao calor latente de vaporização, ρ equivale a densidade do ar, C_{DE} é o coeficiente aerodinâmico de transferência de umidade da atmosfera, U_r é proporcional a média do vento em um nível padrão, q_s é a umidade específica em superfície e q_a é a umidade específica da atmosfera em um ponto fixo em um nível de pressão (Z_r).

Todos os dados foram obtidos para o período de janeiro de 1979 a dezembro de 2017, com exceção dos dados de TSM que se encontram disponíveis somente a partir de 1981. Além disso, os dados do CFSR e CFSv2 foram agrupados em dois conjuntos de resolução espacial distinta ($0,5^\circ$ e $2,5^\circ$ de latitude e longitude) para atender aos respectivos fins. Mais detalhes de ambos os conjuntos são descritos no Item 3.2.

3.2 Metodologia

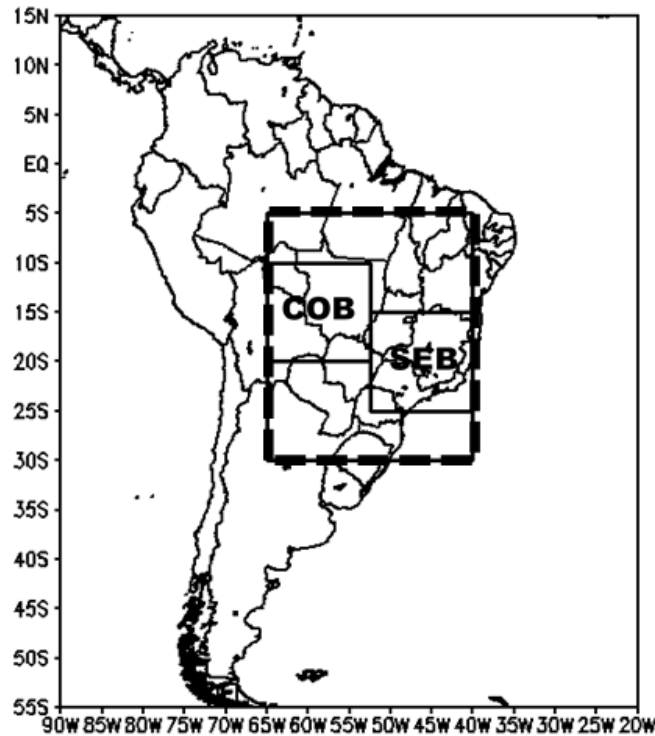
Os dados de precipitação do CPC foram utilizados para identificar as datas de IEC de acordo com a metodologia proposta por Gan et al. (2006), o qual determina que o IEC ocorre quando a precipitação na pântada excede a média diária climatológica sobre a região de estudo e, além disso, a mesma deve persistir por seis das oito pântadas subsequentes, ou seja, uma persistência de 75% das oito pântadas.

Esse índice foi aplicado sobre duas regiões de estudo: COB ($65^\circ W$ - $52,5^\circ W$ e $20^\circ S$ - $10^\circ S$) e SEB ($52,5^\circ W$ - $40^\circ W$ e $25^\circ S$ - $15^\circ S$). As áreas estão delimitadas pelos retângulos e podem ser vistas na Figura 3.1. O retângulo tracejado representa a área de estudo do segundo grupo de dados, os quais serão comentados no Item 3.2.2.

As datas de IEC encontradas no período de 1979-2017 foram classificadas em três categorias a partir do método probabilístico dos tercis (WILKS, 2011) que categoriza a série temporal em três grupos com mesma probabilidade de ocorrer,

ou seja, aproximadamente 33,3% das datas de IEC encontradas estão contidas em cada grupo.

Figura 3.1 - Áreas de estudo: Centro-Oeste e Sudeste do Brasil.



COB: Centro-Oeste do Brasil e SEB: Sudeste do Brasil

Fonte: Produção do autor.

Os grupos foram denominados como categorias precoce (P), média (M) e tardia (T), além da média climatológica (total) para o período de 1979-2017.

3.2.1 Compostos

Com base nos dados do CPC, CFSR e CFSv2 com resolução espacial de 0,5° de longitude e latitude foram elaborados os compostos (precipitação, vento e anomalia da altura geopotencial) para os níveis de 850, 500 e 200 hPa, além do perfil vertical da estrutura atmosférica, na sequência de -4 pântadas até a data de IEC em cada categoria. Essa avaliação também foi aplicada aos fluxos de calor sensível e latente, umidade do solo, além dos dados de TSM global da NOAA.

A série temporal dos compostos de temperatura do ar e umidade específica, ambos em 925 hPa, dos fluxos de superfície do calor latente e sensível e da precipitação também foi analisada de -6 a 6 pântadas, sendo que a pântada 0 denota a data de IEC, em todas as categorias e para ambas as regiões de estudo.

Os compostos anômalos das categorias P, M e T (ou seja, a diferença entre os valores médios, ponto a ponto no domínio em cada pântada da categoria e a média total climatológica nas respectivas pântadas no período de estudo) foram examinadas enfatizando a intensidade, a evolução e a distribuição dos ventos e seu padrão da circulação em baixos e altos níveis, sendo que o comportamento da vorticidade relativa foi analisado somente no nível de 200 hPa; além disso, nos perfis verticais da atmosfera foi investigado o comportamento anômalo do vento e de θ_e .

A anomalia da altura geopotencial, diferentemente das demais variáveis analisadas, foi obtida subtraindo a média zonal climatológica no período de 1979-2017 de seu valor médio para cada pântada analisada em cada categoria. A remoção da média zonal do campo de altura geopotencial melhora as características climatológicas estacionárias (CAVALCANTI et al., 2002).

Para a análise da significância estatística dos compostos foi utilizado o teste t de *Student* (WILKS, 2011). Dessa forma, assumiu-se a hipótese nula e que os dados possuem distribuição Gaussiana, de acordo com o Teorema do Limite Central. Logo, a existência da significância dos compostos deve atender a seguinte condição:

$$-t_s * \frac{\sigma}{\sqrt{N-1}} < \bar{a} < t_s * \frac{\sigma}{\sqrt{N-1}} \quad (3.6)$$

em que t_s é o valor tabelado ($p < 0,1$) da distribuição t de *Student* correspondente a $n-1$, σ é o desvio padrão e \bar{a} é a média da amostra. A fim de evitar a superestimativa ou subestimativa dos valores estatisticamente significativos, adotou-se o cálculo do n efetivo (N), o qual pode ser estimado levando em consideração a propriedade auto-regressiva do conjunto de dados (WILKS, 2011), como pode ser visto na Equação 3.7:

$$N = n * \left(\frac{1-\rho_1}{1+\rho_1} \right) \quad (3.7)$$

sendo que n é o número de dados da amostra e o valor de ρ_1 pode ser obtido da auto correlação de *lag* 1 da série temporal dos dados originais (cada pântada analisada das 39 EC) para cada ponto de grade do domínio.

Logo, no presente estudo, os valores absolutos que excedem a condição exigida são considerados estatisticamente significativos ao nível de 90% de confiança (LONGOBARDI; VILLANI, 2010; PANOFSKY; BRIER, 1968; WILKS, 2011).

Os boletins mensais Climanálise¹ e Infoclima², ambos produzidos e disponibilizados pelo CPTEC/INPE, foram utilizados como fontes para contextualizar as condições sinóticas de cada IEC de 1996-2013 e 2004-2017, respectivamente. Esses períodos são justificados pela disponibilidade dos boletins.

As condições da superfície oceânica do Pacífico Equatorial foram investigadas através do *Oceanic Niño Index* (ONI) para o trimestre que antecede o IEC em cada categoria e a resposta atmosférica a estas condições, no mês que antecede o IEC, foram avaliadas a partir do *Southern Oscillation Index* (SOI) normalizado.

O ONI é um indicador de monitoramento das condições de *El Niño* e *La Niña* utilizado pela NOAA. O índice é calculado a partir da média móvel de 3 meses da anomalia da TSM no centro-leste tropical do Oceano Pacífico, conhecido como região *Niño* 3.4 (5°S-5°N e 170°W-120°W).

A NOAA considera condições de *El Niño* quando o ONI apresenta valores de 0,5 ou superiores, pois tal valor indica que a região *Niño* 3.4 apresenta um aquecimento anômalo. Por outro lado, as condições de *La Niña* são notadas quando há valores de -0,5 ou menores, indicando um resfriamento anômalo para a mesma região. Vale ressaltar que para ser considerado um evento de *El Niño/La Niña*, as condições devem persistir por, pelo menos, 5 valores consecutivos.

Complementarmente, o SOI é um índice que mensura as flutuações de grande escala da pressão atmosférica entre as regiões oeste e leste do Oceano Pacífico

¹<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>

²<http://infoclima.cptec.inpe.br/>>

tropical durante eventos de *El Niño/La Niña*. Este índice é calculado com base na diferença da anomalia de pressão entre o Tahiti e Darwin, na Austrália.

Em geral, a série temporal do SOI corresponde muito bem às mudanças de TSM ao longo do Pacífico tropical leste. A fase negativa (positiva) do SOI indica que a pressão atmosférica está abaixo (acima) da média no Tahiti e acima (abaixo) da média em Darwin. Desta maneira, longos períodos com valores negativos (positivos) de SOI coincidem com o aquecimento (resfriamento) anômalo na região leste do Pacífico tropical, típico de eventos de *El Niño (La Niña)*.

Ambos os índices e maiores detalhes sobre as respectivas metodologias estão disponíveis em https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php e <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicatIEC/soi/>, respectivamente.

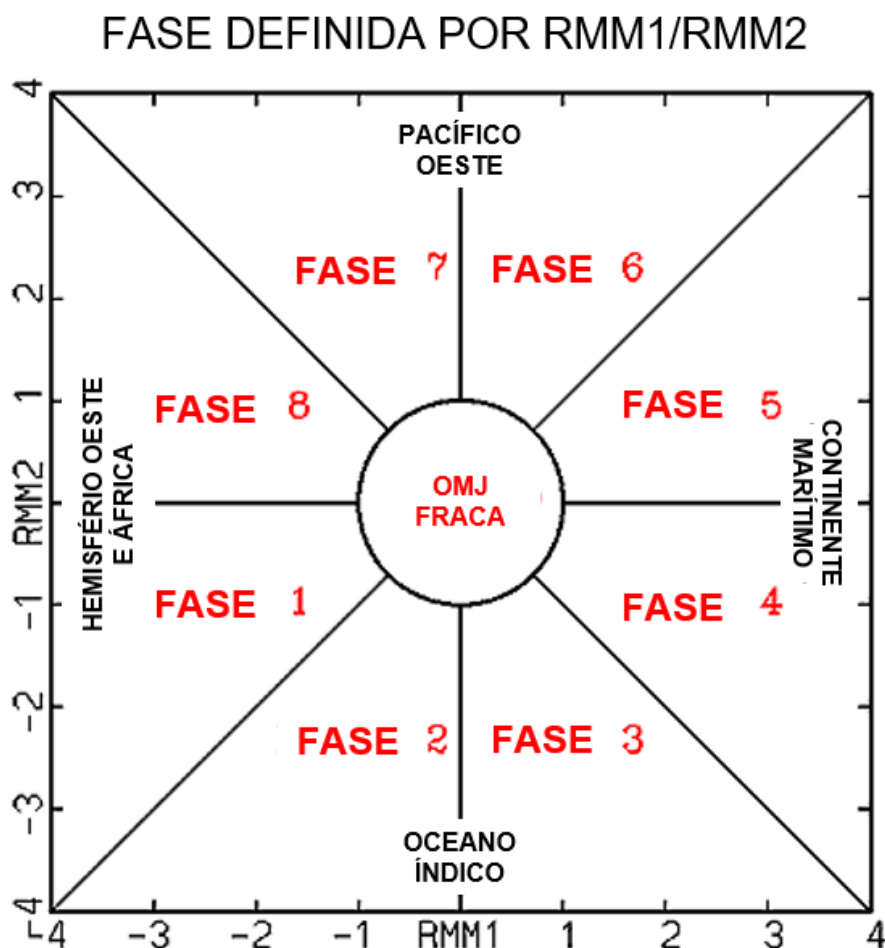
Para monitorar e prever operacionalmente as fases da OMJ ao longo do globo, um método largamente usado é o índice desenvolvido por Wheeler e Hendon (2004) chamado *Real-Time Multivariate MJO Index (RMM)*. Ele se baseia na EOF combinada de ROL e componente zonal do vento em 850 hPa e em 200 hPa médias entre as latitudes de 15°S e 15°N. Desta maneira, as fases ativas da OMJ podem ser representadas a partir de um diagrama espaço-fase (Figura 3.2). Porém, para o presente estudo, foi utilizado um índice similar proposto por Ventrice et al. (2013), no qual a ROL é substituída pela componente meridional da velocidade potencial em 200 hPa (VPM).

Qualitativamente comparado ao RMM, o VPM utiliza somente as componentes dinâmicas de altos e baixos níveis e também pode ser interpretado pelo diagrama espaço-fase, com vantagens em representar mais claramente a amplitude das fases da OMJ ao longo de todo o globo, além de ampliar o sinal sobre regiões que tipicamente apresentam menor atividade convectiva, e.g., região leste dos Oceanos Pacífico e Atlântico (VENTRICE et al., 2013).

O diagrama espaço-fase, os compostos das anomalias de ROL e da componente meridional em 200 hPa de cada fase foram utilizados para investigar a influência da OMJ nas datas de IEC em cada região de estudo. Estas informações foram

extraídas do *Tokyo Climate Center* da Agência Meteorológica Japonesa e se encontram disponíveis para o período de 1979 até a atualidade. Maiores detalhes em https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/mjo/moni_mjo.html.

Figura 3.2 - Diagrama espaço-fase da Oscilação Madden-Julian baseado no RMM1/RMM2 de Wheeler e Hendon (2004).

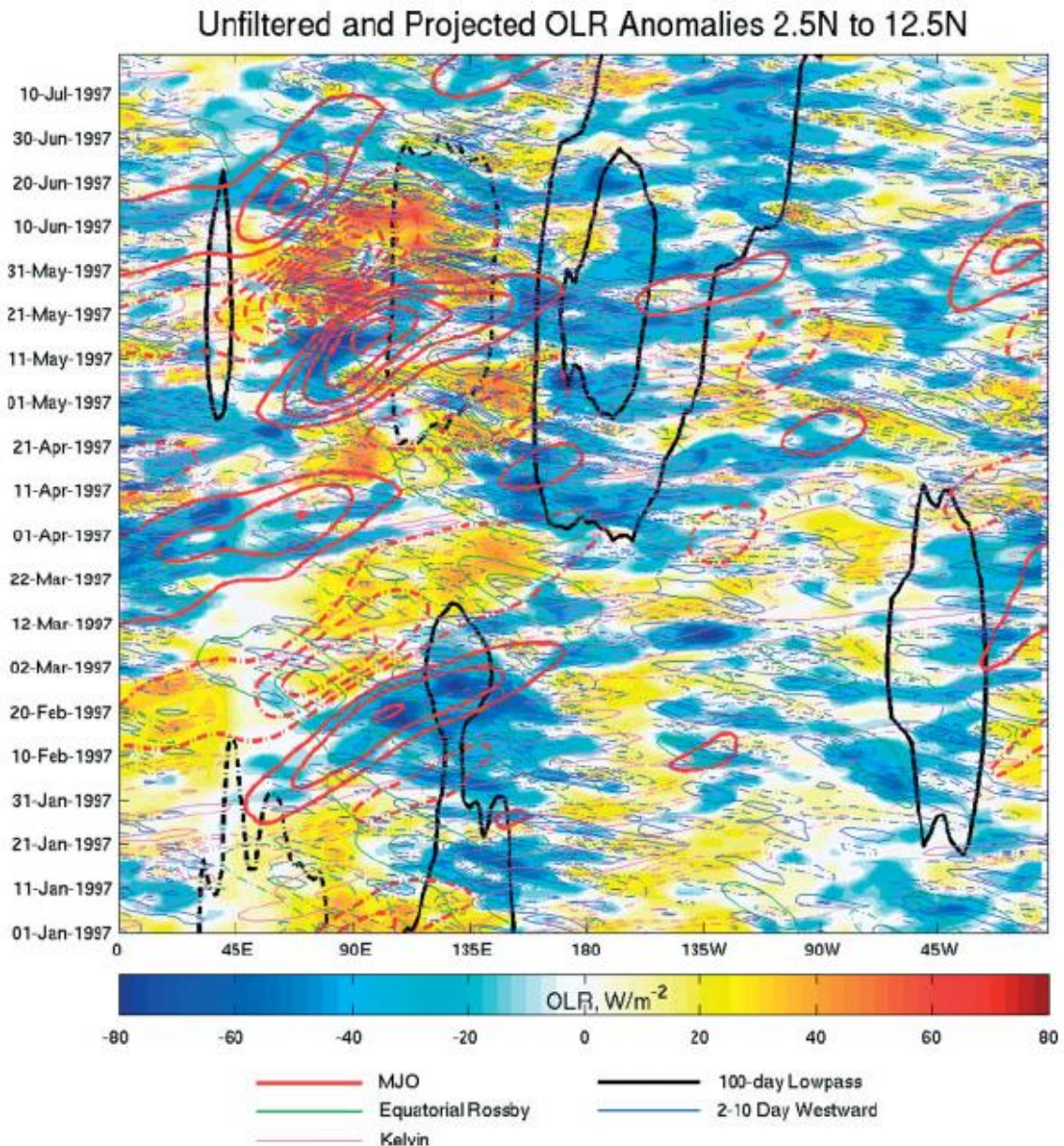


Fonte: Adaptado de Wheeler e Hendon (2004).

Com base nas EOF de ROL na faixa tropical, os autores analisaram a organização e evolução da convecção úmida profunda desde a escala sinótica à escala planetária. Desta maneira, as ondas foram filtradas de acordo com sua banda de frequência: ondas que propagam para oeste de 2-10 dias na banda de 1 a 12 dias, Kelvin na banda de 1 a 35 dias, OMJ e Rossby equatorial na banda de 100 dias e um filtro passa-baixa de 100 dias na banda de 1000 dias. Na Figura

3.3 é mostrado um diagrama Hovmöller longitude-tempo para exemplificar a distribuição destas ondas no espaço-tempo.

Figura 3.3 - Diagrama hovmöller longitude-tempo das anomalias não filtradas de radiação de onda longa (sombreado) e de ondas equatoriais (linhas) na faixa de 2,5°N-12,5°N.



Oscilação Madden-Julian (linha vermelha), Rossby equatorial (linha verde), Kelvin (linha lilás), passa-baixa 100 dias (linha preta) e ondas de 2-10 dias que propagam para oeste (linha azul).

Fonte: Roundy (2012).

A atuação das ondas equatoriais durante IEC também foram investigadas. Nesta análise foi abordado o método proposto por Roundy e Schreck (2009) e estendido para monitoramento e prognóstico por Roundy (2012).

Desta maneira, foram utilizados os diagramas na faixa de 17,5°S-7,5°S para avaliação a atuação das ondas supracitadas durante o IEC nas regiões de estudo. Os diagramas e maiores detalhes sobre o método estão disponíveis em < <http://www.atmos.albany.edu/facstaff/roundy/waves/>>.

Por fim, a condição para que ocorra instabilidade barotrópica também foi analisada em todas as categorias de IEC. Baseando-se no estudo de Lindzen et al. (1983) e considerando uma atmosfera não-divergente no plano β , a equação do gradiente meridional da vorticidade absoluta ($\frac{d\zeta_a}{dy}$) no escoamento básico $U(y)$ pode ser escrita como:

$$\frac{d\zeta_a}{dy} = \frac{d}{dy} \left(f - \frac{dU}{dy} \right) = \beta - \frac{d^2U}{dy^2} \quad (3.8)$$

onde f = parâmetro de Coriolis e $\beta = df/dy$ (variação meridional do parâmetro de Coriolis).

Baseado na equação acima, Kuo (1949) concluiu que a condição para que ocorra a instabilidade barotrópica (IBT) é dada quando o termo $\beta - \frac{d^2U}{dy^2}$ muda de sinal.

Vale ressaltar que, nos trópicos, o gradiente horizontal da temperatura e o vento térmico resultante do cisalhamento vertical do vento não são grandes o suficiente para satisfazer a condição de instabilidade baroclínica livre. Entretanto, modos barotrópicos podem forçar um modo baroclínico sobre os trópicos (KRISHNAMURTI et al., 2013).

Desta maneira, a fim de descrever e entender as conversões de energia cinética durante o IEC, também foi analisado o balanço da energia cinética a partir das conversões barotrópica (CBT) e baroclínica (CBC), convergência do fluxo ageostrofico (CFA) e pela interação cruzada entre os distúrbios (CICD) nas escalas temporais de 02-06 dias, 07-29 dias e 30-90 dias. Estas e outras interações são descritas no Item 3.2.2.

3.2.2 Conversão da energia cinética e interação de escalas

A partir do segundo conjunto de dados do CFSR e CFSv2 na resolução espacial de 2,5° de latitude e longitude, fez-se a filtragem dos dados para as escalas temporais de 2-6 dias, 7-29 dias e 30-90 dias, as quais daqui em diante serão referidas às escalas sinótica, submensal e intrassazonal, respectivamente. Uma quarta escala, chamada sazonal, também foi acrescentada à análise, a qual compreende a soma das três escalas predefinidas. Ou seja, a escala sazonal é equivalente à filtragem de oscilações que possuem um período de 2 a 90 dias.

Os dados diários das componentes zonal e meridional do vento, ômega, altura geopotencial e temperatura do ar foram agrupados em trimestres de janeiro a dezembro no período de 1979-2017. Para a filtragem das escalas utilizou-se a decomposição harmônica de Fourier (WILKS, 2011).

Com base nas componentes do vento filtradas foram gerados os compostos nas quatro escalas de tempo para todas categorias de data de IEC, similar ao descrito na seção anterior. Desta maneira foram analisados o comportamento do vento horizontal em 850 hPa, o movimento vertical dado pelo ômega em 500 hPa e a vorticidade relativa e linhas de corrente em 200 hPa.

Segundo Peixoto e Oort (1992), a energética é uma componente fundamental para o entendimento da circulação geral da atmosfera. Logo, a interação e as trocas de energia entre os distúrbios de diferentes escalas auxiliam na compreensão das principais características da variabilidade interna da atmosfera e dos fenômenos climáticos (DOLE, 2008).

Com base nessas premissas, para a análise do balanço da energia cinética e as trocas energéticas entre as escalas sinótica, submensal, intrassazonal e sazonal, o presente estudo baseou-se no método de Jiang et al. (2013), no qual descreve a energia cinética do distúrbio (ECD) a partir da equação de momentum dos distúrbios transientes:

$$\frac{\partial \vec{V}_T}{\partial t} = -\vec{V}_{3M} \times \nabla_3 \vec{V}_T - \vec{V}_{3T} \times \nabla_3 \vec{V}_M - \vec{V}_{3T} \times \nabla_3 \vec{V}_T - \overline{\vec{V}_{3T} \times \nabla_3 \vec{V}_T} - \nabla \Phi_T - \vec{f} \times \vec{V}_T + \vec{F}_{rT} \quad (3.9)$$

onde \vec{V} e \vec{V}_3 representam o vento horizontal e o vetor tridimensional do vento, respectivamente; Φ é o geopotencial; f é o parâmetro de Coriolis; e \vec{F}_r é a força de fricção. Os termos subscritos T e M representam as componentes do distúrbio transiente e da média temporal do escoamento, respectivamente. O termo sob a barra representa a média temporal. A componente do distúrbio transiente obtida no cálculo também foi subdividida em 3 bandas de frequência: escala sinótica, escala submensal e escala intrassazonal.

Com base na decomposição harmônica pela transformada de Fourier, a equação de momentum para os distúrbios na escala sinótica pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \vec{V}_H}{\partial t} = -\vec{V}_{3H} \times \nabla_3 \vec{V}_H - \vec{V}_{3H} \times \nabla_3 \vec{V}_M - \overline{\vec{V}_{3M} \times \nabla_3 \vec{V}_H}^H - \nabla \Phi_H - f \vec{k} \times \vec{V}_H + \vec{F}_{rH} \quad (3.10)$$

onde o H subscrito indica a componente da escala sinótica do campo total do distúrbio.

A partir do produto escalar da Equação 3.10 com \vec{V}_H e utilizando o balanço hidrostático e a equação de continuidade em coordenadas de pressão, a equação da ECD na escala sinótica pode ser descrita como:

$$\frac{\partial K_H}{\partial t} = - \underbrace{\nabla_3 \cdot (\vec{V}_M K_H + \Phi_H \vec{V}_{3H})}_I - \underbrace{\vec{V}_H \cdot (\vec{V}_{3H} \cdot \nabla_3 \vec{V}_M)}_{II} - \underbrace{\omega_H \alpha_H}_{III} - \underbrace{\vec{V}_H \cdot (\overline{\vec{V}_{3T} \cdot \nabla_3 \vec{V}_T})^H}_{IV} + \underbrace{\vec{F}_{rH} \cdot \vec{V}_H}_V \quad (3.11)$$

sendo que na Equação 3.11, $K_H = \frac{1}{2} |\vec{V}_H|^2$ representa a ECD da escala sinótica; ω e α representam a componente vertical do vento em coordenadas de pressão e o volume específico, respectivamente.

Desta maneira, os termos da Equação 3.11 podem ser descrito como: termo I – convergência do fluxo ageostrófico (CFA), ele representa a advecção de ECD na escala sinótica pelo escoamento médio e a dispersão associada ao fluxo ageostrófico geopotencial; termo II – conversão barotrópica (CBT), este termo representa a conversão da energia cinética do escoamento médio para o distúrbio transiente na escala sinótica; termo III – conversão baroclínica (CBC),

o qual corresponde a taxa de conversão da energia potencial do distúrbio para a ECD; termo IV – interação cruzada entre os distúrbios (CICD), ele representa a conversão de ECD de escala sinótica devido à interação cruzada entre as frequências de cada distúrbio; termo V – denota a dispersão mecânica da ECD de escala sinótica.

O termo CICD pode ser dividido do escoamento total dos distúrbios em componentes de escala sinótica, submensal e intrassazonal, como pode ser visto a seguir:

$$-\vec{V}_H \cdot \overline{(\vec{V}_{3T} \cdot \nabla_3 \vec{V}_T)}^H = A + B + C + D \quad (3.12)$$

onde:

$$A = -\vec{V}_H \cdot \overline{(\vec{V}_{3H} \cdot \nabla_3 \vec{V}_H)}^H$$

$$B = -\vec{V}_H \cdot \overline{(\vec{V}_{3H} \cdot \nabla_3 \vec{V}_I + \vec{V}_{3I} \cdot \nabla_3 \vec{V}_H + \vec{V}_{3I} \cdot \nabla_3 \vec{V}_I)}^H$$

$$C = -\vec{V}_H \cdot \overline{(\vec{V}_{3H} \cdot \nabla_3 \vec{V}_L + \vec{V}_{3L} \cdot \nabla_3 \vec{V}_H + \vec{V}_{3L} \cdot \nabla_3 \vec{V}_L)}^H$$

$$D = -\vec{V}_H \cdot \overline{(\vec{V}_{3I} \cdot \nabla_3 \vec{V}_L + \vec{V}_{3L} \cdot \nabla_3 \vec{V}_I)}^H$$

Assim, a partir da Equação 3.12, o termo A representa a geração de energia cinética devido a interação entre os distúrbios de escala sinótica; o termo B denota a interação entre a escala sinótica e a submensal; o termo C, a interação entre a escala sinótica e a intrassazonal; e o termo D, a interação entre os distúrbios das três escalas analisadas, ou seja, a escala sinótica, a escala submensal e a escala intrassazonal. Analogamente, as Equações 3.11 e 3.12 podem ser calculadas para as escalas submensal e intrassazonal, substituindo os valores referentes ao subscrito H (escala sinótica) para I e L (submensal e intrassazonal, respectivamente).

Logo, para o presente estudo e com base nas Equações 3.11 e 3.12 foram geradas as seções verticais da média zonal e os valores integrados verticalmente de CFA, CBT, CBC e CICD sobre o interior do continente sul-americano (30°S-5°S e 65°W-40°W) no trimestre de setembro a novembro

(SON) no período de 1979-2017. A escolha do trimestre se justifica pelo fato de que as datas de IEC do COB e do SEB ocorrem predominantemente neste trimestre e a área selecionada abrange ambas as regiões de estudo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados alcançados com base nos dados e metodologia adotados. Os resultados estão segmentados de acordo com a região de estudo e o tipo de conjunto de dados.

4.1 Análise das datas de IEC

Para o período de 1979-2017, a média diária climatológica da precipitação anual no COB foi de 4 mm.dia^{-1} e este valor foi utilizado como limiar para identificar as datas de IEC baseado na metodologia de Gan et al. (2006). Vale ressaltar que a média encontrada foi idêntica àquela calculada por Gan et al. (2004, 2006), apesar do período ter sido diferente e da região ser um pouco maior do que a estudada por eles.

Já para o SEB, a média diária climatológica da precipitação anual para o mesmo período do COB foi de $3,7 \text{ mm.dia}^{-1}$, o qual também foi utilizado como limiar no método. Note que, mesmo que o SEB esteja inserido no SMAS, a região apresenta uma média diária da precipitação ligeiramente menor se comparada ao COB.

Desta maneira foram encontradas 38 datas de IEC para o COB, com exceção do ano de 2015. Neste ano, mesmo com taxas acima da média climatológica, a precipitação não apresentou a persistência necessária para atender ao critério utilizado. Por outro lado, para o período de estudo, foram encontradas 39 datas de IEC na região do SEB.

Sendo assim, as datas, em pântadas e dias do calendário civil, das respectivas categorias (P, M e T) e os valores de ONI e de SOI nos meses que antecedem o IEC no COB e SEB são exibidos na Tabela 4.1 e Tabela 4.2, respectivamente.

Com base na Tabela 4.1, nota-se que as datas de IEC oscilaram entre as pântadas 55 e 69 (28set-02out e 07-11dez, respectivamente), sendo que a data média ocorre na pântada 60 (23-27out) com 3 pântadas de desvio-padrão.

Tabela 4.1 - Datas, em pântadas e dias do calendário civil, do início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil no período de 1979-2017.

ANO	IEC	CATEGORIA	ONI	SOI
1979	61 (28out-01nov)	T	0,3 (Neutro)	-0,1
1980	61 (28out-01nov)	T	-0,1 (Neutro)	0
1981	56 (03out-07out)	P	-0,2 (Neutro)	0,3
1982	62 (02nov-06nov)	T	2,0 (El Niño)	-1,7
1983	57 (08out-12out)	P	-0,5 (La Niña)	0,9
1984	58 (13out-17out)	P	-0,4 (Neutro)	0,1
1985	57 (08out-12out)	P	-0,4 (Neutro)	0
1986	63 (07nov-11nov)	T	0,9 (El Niño)	0,6
1987	59 (18out-22out)	M	1,6 (El Niño)	-0,4
1988	60 (23out-27out)	M	-1,2 (La Niña)	1,4
1989	60 (23out-27out)	M	-0,2 (Neutro)	0,8
1990	55 (28set-02out)	P	0,4 (Neutro)	-0,7
1991	60 (23out-27out)	M	0,6 (El Niño)	-1
1992	59 (18out-22out)	M	-0,1 (Neutro)	-1,4
1993	59 (18out-22out)	M	0,2 (Neutro)	-1,1
1994	65 (17nov-21nov)	T	0,7 (El Niño)	-0,6
1995	63 (07nov-11nov)	T	-1,0 (La Niña)	0
1996	59 (18out-22out)	M	-0,4 (Neutro)	0,6
1997	60 (23out-27out)	M	2,1 (El Niño)	-1,5
1998	55 (28set-02out)	P	-1,1 (La Niña)	1
1999	60 (23out-27out)	M	-1,2 (La Niña)	1
2000	60 (23out-27out)	M	-0,5 (La Niña)	1,1
2001	57 (08out-12out)	P	-0,2 (Neutro)	0,2
2002	61 (28out-01nov)	T	1,0 (El Niño)	-0,4
2003	64 (12nov-16nov)	T	0,3 (Neutro)	0
2004	57 (08out-12out)	P	0,7 (El Niño)	-0,3
2005	59 (18out-22out)	M	-0,1 (Neutro)	1,2
2006	55 (28set-02out)	P	0,5 (El Niño)	-0,6
2007	58 (13out-17out)	P	-1,1 (La Niña)	0,7
2008	59 (18out-22out)	M	-0,3 (Neutro)	1,3
2009	58 (13out-17out)	P	0,7 (El Niño)	-1,2
2010	60 (23out-27out)	M	-1,6 (La Niña)	1,7
2011	66 (22nov-26nov)	T	-1,1 (La Niña)	1,1
2012	62 (02nov-06nov)	T	0,2 (Neutro)	0,3
2013	58 (13out-17out)	P	-0,3 (Neutro)	-0,1
2014	62 (02nov-06nov)	T	0,4 (Neutro)	-0,6
2015	--	--	--	--
2016	69 (07dez-11dez)	T	-0,7 (La Niña)	-0,1
2017	63 (07nov-11nov)	T	-0,7 (La Niña)	0,9

IEC: início da estação chuvosa; P: categoria precoce; M: categoria média; T: categoria tardia; ONI: *Oceanic Niño Index*; SOI: *Southern Oscillation Index*.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.2 – Idem à tabela anterior, mas para o Sudeste do Brasil.

ANO	IEC	CATEGORIA	ONI	SOI
1979	66 (22nov-26nov)	T	0,5 (El Niño)	-0,4
1980	63 (07nov-11nov)	T	0,0 (Neutro)	0
1981	56 (03out-07out)	P	-0,2 (Neutro)	0,3
1982	55 (28set-02out)	P	1,1 (El Niño)	-1,7
1983	58 (13out-17out)	P	-0,5 (La Niña)	0,4
1984	64 (12nov-16nov)	T	-0,6 (La Niña)	-0,3
1985	66 (22nov-26nov)	T	-0,3 (Neutro)	-0,2
1986	63 (07nov-11nov)	T	0,9 (El Niño)	0,6
1987	63 (07nov-11nov)	T	1,7 (El Niño)	-0,4
1988	66 (22nov-26nov)	T	-1,5 (La Niña)	1,7
1989	60 (23out-27out)	M	-0,2 (Neutro)	0,8
1990	66 (22nov-26nov)	T	0,3 (Neutro)	-0,5
1991	62 (02nov-06nov)	M	0,8 (El Niño)	-1
1992	50 (03set-07set)	P	0,1 (Neutro)	0,4
1993	63 (07nov-11nov)	T	0,1 (Neutro)	-1,1
1994	60 (23out-27out)	M	0,6 (El Niño)	-1,1
1995	57 (08out-12out)	P	-0,8 (La Niña)	0,3
1996	58 (13out-17out)	P	-0,4 (Neutro)	0,6
1997	64 (12nov-16nov)	T	2,3 (El Niño)	-1,2
1998	55 (28set-02out)	P	-1,1 (La Niña)	1
1999	59 (18out-22out)	P	-1,2 (La Niña)	1
2000	61 (28out-01nov)	M	-0,5 (La Niña)	1,1
2001	62 (02nov-06nov)	M	-0,3 (Neutro)	0
2002	60 (23out-27out)	M	1,0 (El Niño)	-0,4
2003	57 (08out-12out)	P	0,3 (Neutro)	-0,1
2004	58 (13out-17out)	P	0,7 (El Niño)	-0,1
2005	60 (23out-27out)	M	-0,1 (Neutro)	1,2
2006	56 (03out-07out)	P	0,5 (El Niño)	-0,6
2007	61 (28out-01nov)	M	-1,1 (La Niña)	0,7
2008	62 (02nov-06nov)	M	-0,4 (Neutro)	1,3
2009	53 (18set-22set)	P	0,5 (El Niño)	0,3
2010	59 (18out-22out)	P	-1,6 (La Niña)	1,7
2011	64 (12nov-16nov)	T	-1,1 (La Niña)	1,1
2012	62 (02nov-06nov)	M	0,2 (Neutro)	0,3
2013	62 (02nov-06nov)	M	-0,2 (Neutro)	-0,1
2014	60 (23out-27out)	M	0,2 (Neutro)	-0,6
2015	60 (23out-27out)	M	2,1 (El Niño)	-1,7
2016	64 (12nov-16nov)	T	-0,7 (La Niña)	-0,1
2017	61 (28out-01nov)	M	-0,4 (Neutro)	0,9

IEC: início da estação chuvosa; P: categoria precoce; M: categoria média; T: categoria tardia; ONI: *Oceanic Niño Index*; SOI: *Southern Oscillation Index*.

Fonte: Produção do autor.

Já as datas de IEC no SEB oscilaram entre as pântadas 50 e 66 (03-07set e 22-26nov, respectivamente). Assim como na região do COB, a data média ocorre na pântada 60 (23-27out) e 4 pântadas de desvio-padrão. Assim, o SEB apresenta uma amplitude e uma variabilidade entre as datas de IEC maiores do que o COB.

Vale ressaltar que esse resultado se mostra condizente com a maioria dos métodos de identificação das datas de IEC, os quais utilizaram outras variáveis e que também foram aplicados para a região de estudo (e.g., GAN et al., 2004, 2006; GONZÁLEZ et al., 2007; RAIÁ; CAVALCANTI, 2008; MARENGO et al., 2012; GARCIA; KAYANO, 2013; GARCIA et al., 2016; BOMBARDI et al., 2019).

Estes estudos encontraram datas de IEC na região de estudo entre as pântadas 57 e 60, sendo que os métodos que utilizam ROL e vento identificam o IEC mais antecipadamente se comparados aos métodos que utilizam precipitação, ou seja, eles enfatizam o aumento da atividade convectiva e mudança da circulação característicos do IEC nesta região, respectivamente.

Sobre as datas de IEC no COB, a categoria P corresponde às datas que ocorreram entre as pântadas 55 e 58 (28set-17out) as quais, para o período estudado, totalizaram 12 EC; a categoria M representa as datas nas pântadas 59 e 60 (18out-27out) em um total de 13 EC; e para a categoria T, as datas que ocorreram entre as pântadas 61 e 69 (28out-11dez), contendo 13 EC. Na região SEB, a categoria P é representada pelas datas que ocorreram entre as pântadas 50 e 59 (03set-22out) e totalizaram 13 EC; a categoria M exibe as datas de início das pântadas 60 a 62 (23out-06nov) em um total de 14 EC; e, para a categoria T, as datas que ocorreram entre as pântadas 63 e 66 (07nov-26nov), contendo 12 EC. Comparando com a região COB, a categoria P tem uma variabilidade maior e a T, menor.

Ainda na Tabela 4.1, analisando o ONI foi possível notar que as anomalias positivas (negativas) de TSM no Oceano Pacífico equatorial durante o período de estudo estiveram em 42,1% (57,9%) no trimestre que antecedeu as datas de IEC no COB. Assim, no total dos anos notou-se 17 casos neutros, 11 condições de *La Niña* (ou seja, três na categoria P e quatro nas categorias M e T), e 10 de

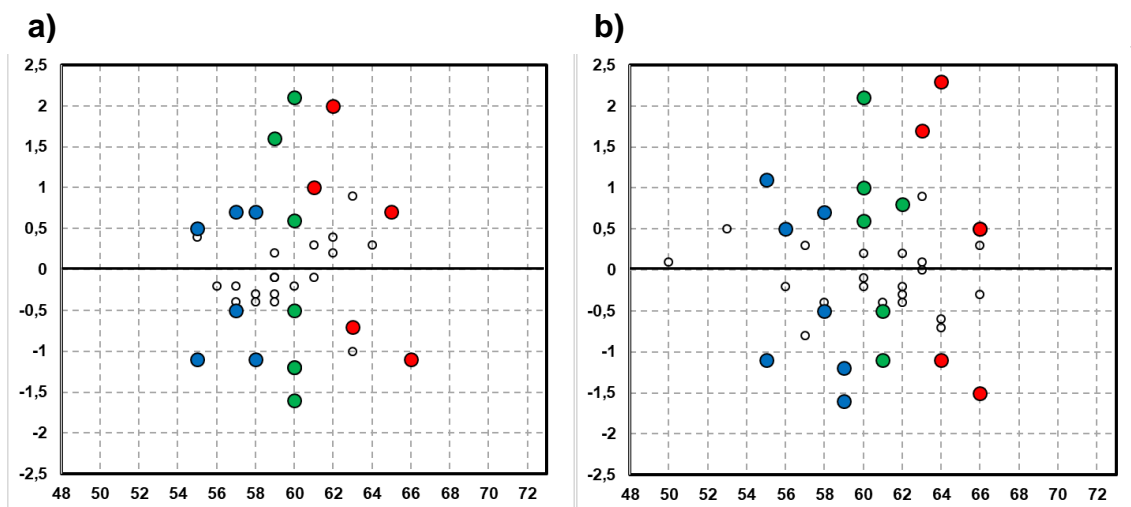
El Niño (três nas categorias P e M, e quatro na categoria T) durante o trimestre que antecedeu o IEC.

Analogamente, mas com base na Tabela 4.2, foi possível notar que pelo ONI as anomalias da TSM no Oceano Pacífico Equatorial durante o período de estudo mostraram-se em 46,1% (51,2%) dos casos com valores positivos (negativos) no trimestre anterior à data de IEC no SEB. Note que no ano de 1980 a TSM na região do *Niño* 3.4 permaneceu idêntica ao seu valor climatológico. Do total destes anos configuraram 16 casos neutros, 12 condições de *El Niño* (quatro casos para cada uma das categorias) e 11 condições de *La Niña* (cinco na categoria P, dois na categoria M e quatro na categoria T), durante o trimestre que antecedeu o IEC.

Para as 21 (23) condições de *El Niño* e *La Niña* anterior à data de IEC no COB (SEB) também foi investigado o acoplamento oceano-atmosfera com base no SOI, uma vez que o aquecimento ou resfriamento da grande área oceânica representada pelo ONI é capaz de alterar as condições médias de pressão na superfície das regiões abordadas pelo SOI e gerar distúrbios que interagem com a circulação atmosférica em todo o globo. Dentre as datas que ocorreram durante eventos de ENOS, em 18 (18) IEC ocorreram acoplamento (valores em negrito), sendo 9 (10) condições de *El Niño* e 9 (8) de *La Niña* nas datas de IEC do COB (SEB). Vale ressaltar que nas três EC do COB (1986, 1995 e 2016) nas quais não ocorreram acoplamento do oceano-atmosfera, o IEC mostrou-se tardio, independente da fase do ENOS. Esta relação entre as condições do ONI e SOI anterior ao IEC nas regiões do COB e SEB são exibidas no diagrama de dispersão correspondente à Figura 4.1a e 4.1b, respectivamente.

Com base no diagrama, não é notada uma relação linear e direta entre as condições de superfície do Oceano Pacífico Central (ou seja, ONI), com ou sem acoplamento com a atmosfera (círculos preenchidos e não preenchidos, respectivamente), e as datas de IEC das regiões COB e SEB durante o período estudado.

Figura 4.1 – Diagrama de dispersão da relação entre o ONI e as datas de IEC no (a) COB e (b) SEB, respectivamente, no período de 1979-2017.



Os círculos preenchidos representam as datas de IEC nas quais apresentaram acoplamento entre oceano e atmosfera de acordo com os sinais correspondente ao ONI e SOI; já os círculos não preenchidos indicam somente o valor de ONI sem acoplamento com a atmosfera pelo SOI. As cores azul, verde e vermelha correspondem às categorias P, M e T, respectivamente.

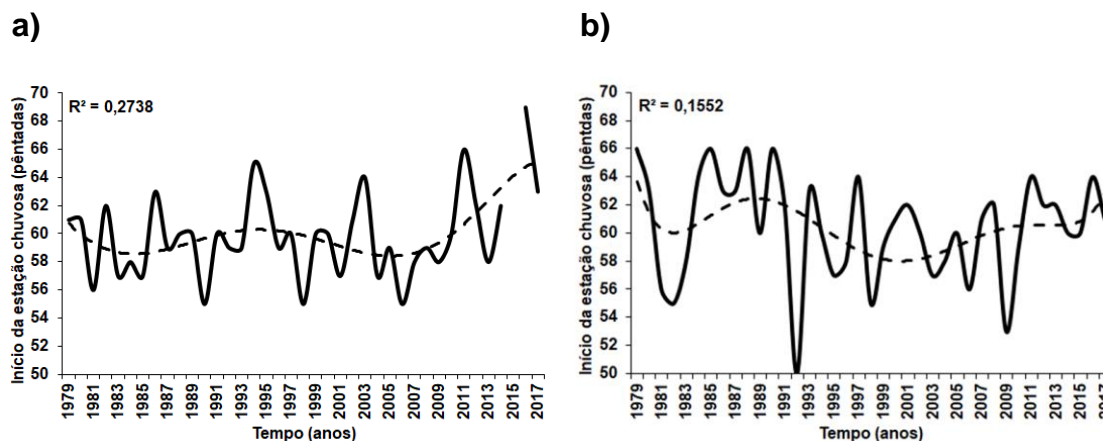
Fonte: Produção do autor.

Analisando a série temporal das datas de IEC de ambas as regiões de estudo (Figura 4.2a e 4.2b), é possível notar que o COB apresentou uma tendência linear de aumento, ou seja, a partir de 2007 o IEC tem ocorrido mais tardiamente quando comparado a sua média climatológica. Aproximando a série a uma equação polinomial de 6ª ordem notou-se que o período de oscilação é de aproximadamente 20 anos (Figura 4.2a). Por outro lado, a série temporal das datas de IEC do SEB (Figura 4.2b) apresentou uma leve tendência linear de diminuição, ou seja, o IEC tem ocorrido um pouco antes da data média. Pela aproximação polinomial de 6ª ordem, a oscilação apresenta amplitudes menos regulares do que ocorrem no COB, as quais variam nos períodos de 25 e 15 anos, aproximadamente.

A distribuição pentadal de frequência das datas de IEC; a evolução de sua taxa de precipitação antes, durante e depois do IEC; a precipitação mensal média acumulada para os meses de setembro a maio; e a precipitação média acumulada no verão (DJF) para todas as categorias no período de 1979-2017

para o COB e SEB podem ser vistas na Figura 4.3 e na Figura 4.4, respectivamente.

Figura 4.2 - Datas de início da estação chuvosa, em pântadas, no (a) Centro-Oeste do Brasil e (b) Sudeste do Brasil no período de 1979-2017.



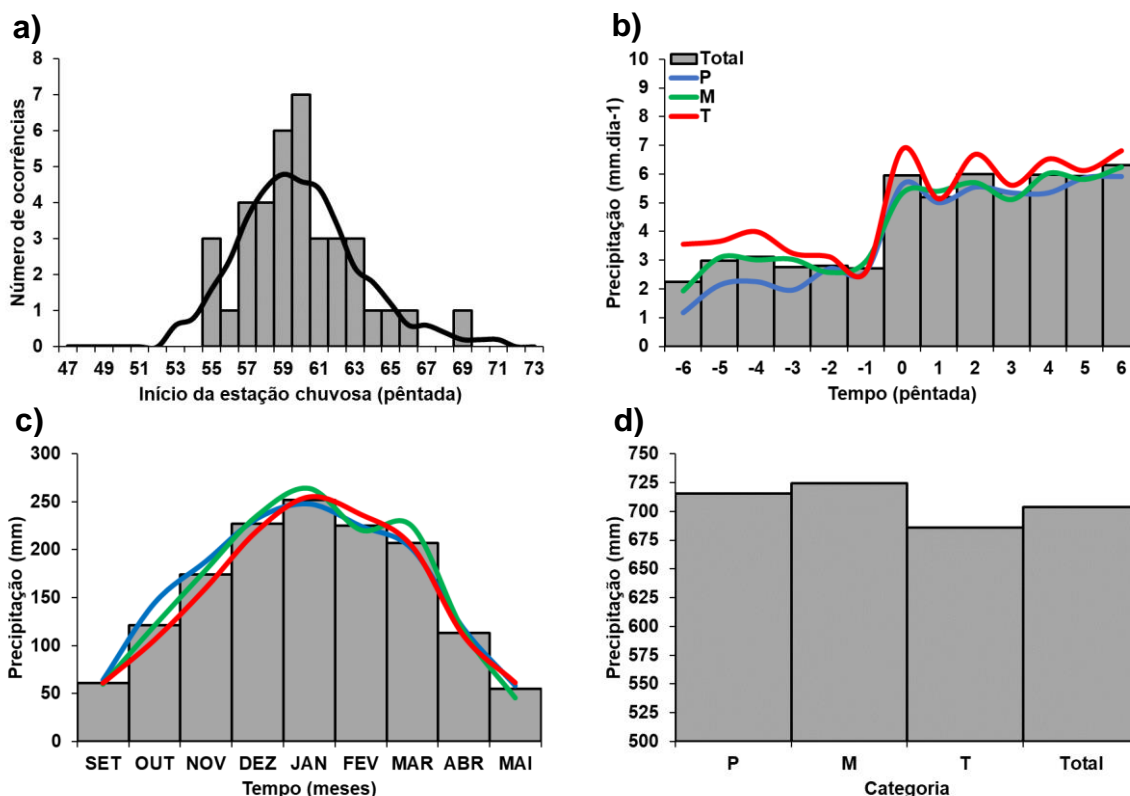
A linha tracejada representa a aproximação de uma equação polinomial de 6ª ordem com coeficiente de determinação (R^2) de 0,27 e 0,15 para COB e SEB, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

A distribuição de frequência das datas do IEC no COB mostrou-se próxima a uma distribuição normal, com leve alongamento da cauda à direita. Isso indica que, dentre as categorias de IEC, a categoria T é a que apresenta maior variabilidade na data de IEC durante o período estudado, se comparada às demais categorias para a mesma região. A data de maior ocorrência do IEC (ou seja, a moda), oito eventos, foi notada na pântada 60 (23out-27out) e coincide com a data média e mediana climatológica (Figura 4.3a).

Pela composição da taxa de precipitação com base na data de IEC em cada categoria, desde a pântada -6 até o IEC, a precipitação em todas as categorias no COB variou de 2 a 3 mm.dia⁻¹. Um aumento abrupto da precipitação de até 6 mm.dia⁻¹ é notado na pântada de IEC, a qual se mantém com pouca oscilação a partir da pântada 3 (Figura 4.3b).

Figura 4.3 - (a) Distribuição de frequência das datas de início da estação chuvosa; (b) a taxa de precipitação; (c) a precipitação média mensal acumulada na estação chuvosa; e (d) a precipitação média acumulada no verão no Centro-Oeste do Brasil em todas as categorias de 1979-2017.



A linha contínua em (a) mostra a média móvel de cinco pêntadas e nas demais figuras mostra a precipitação das categorias: total (barra), P (azul), M (verde) e T (vermelho).

Fonte: Produção do autor

Note que a categoria P (T), dentre as pêntadas analisadas, apresenta uma taxa de precipitação abaixo (acima) da média climatológica, principalmente nos momentos que antecedem o IEC (Figura 4.3b). Com o IEC, na categoria P (T) são notadas modestas (expressivas) oscilações na taxa de precipitação se comparada às outras categorias, enquanto que a precipitação na categoria M mantêm-se próxima ao valor médio climatológico.

Pela análise do acumulado médio mensal de precipitação de setembro a maio (Figura 4.3c) investigou-se a qualidade da EC no COB. Em todas as categorias foram notadas um aumento da precipitação acumulada a partir de setembro, alcançando o seu pico em janeiro e decaindo nos meses subsequentes.

Na categoria P (T) notou-se que de outubro a dezembro a precipitação média acumulada foi maior (menor) que a média climatológica, a qual tendeu a permanecer próxima a essa média nos meses seguintes. A categoria M exibiu uma precipitação acumulada acima ou próxima à média climatológica na maioria dos meses analisados. Note que somente a categoria T mostrou precipitação acumulada acima da média no mês de fevereiro.

Durante os meses de verão (DJF) foram notados os maiores acumulados de precipitação dentro da EC no COB e esses acumulados são exibidos na Figura 4.3d. Climatologicamente, esse trimestre apresenta uma média de precipitação acumulada de 704 mm, os menores acumulados são notados na categoria T (686 mm) e os maiores na categoria M (724 mm). Assim, é possível notar pouca variabilidade na precipitação média acumulada durante o verão entre as categorias, tendo uma amplitude de 38 mm no período estudado, sendo que, em geral, as categorias M e P (T) apresentam um acumulado ligeiramente acima (abaixo) da média climatológica.

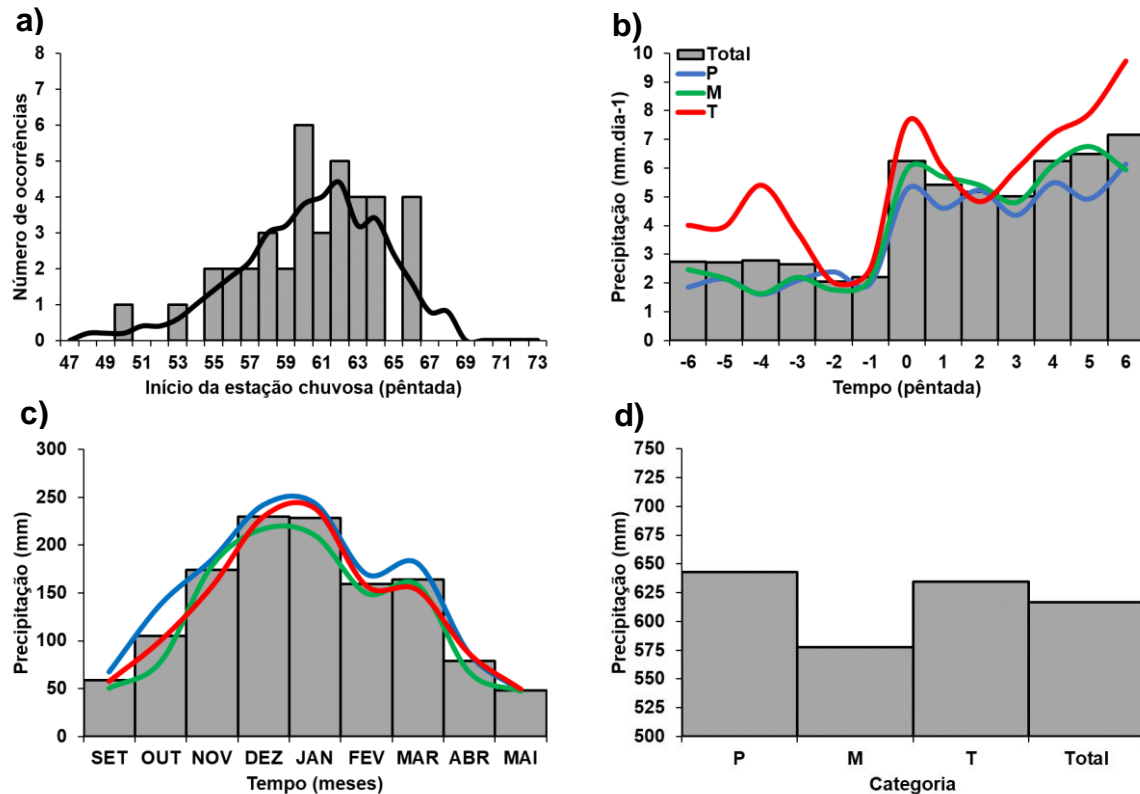
A datas de IEC no SEB, assim como no COB, também apresentam uma distribuição de frequência próxima a uma distribuição normal, porém menos simétrica, mais achatada e levemente alongada para esquerda (Figura 4.4a), o que justifica uma maior variabilidade entre as datas, principalmente na categoria P. Neste caso, a média e a moda coincidem com 6 ocorrências na pântada 60, porém a mediana é notada na pântada 61.

O abrupto aumento da taxa de precipitação sobre a região também foi notado na data de IEC (Figura 4.4b). Esse aumento vai de 2 mm.dia⁻¹ para 5 a 7 mm.dia⁻¹, dependendo da categoria analisada. Normalmente, a taxa de precipitação se mantém inferior a 3 mm.dia⁻¹ nas pântadas que antecedem a data de IEC, com exceção da categoria T que apresenta grande oscilação e um pico de precipitação acima de 5 mm.dia⁻¹ na pântada -4, mas sem persistência e isso impede que ocorra o IEC, segundo o método de Gan et al. (2006).

Vale ressaltar que esse padrão de tentativa de IEC e interrupção/descontinuidade das taxas de precipitação superiores à média

também foram notados na categoria T do COB, reforçam a presença de mecanismos que também podem ter influenciado as datas de IEC no SEB.

Figura 4.4 – Idem à figura anterior, mas para o Sudeste do Brasil.



A linha contínua em (a) mostra a média móvel de 3 pêntadas e nas demais figuras mostram a precipitação das categorias: total (barra), P (azul), M (verde) e T (vermelho).

Fonte: Produção do autor.

Uma característica interessante é o fato de que na categoria T as taxas de precipitação, assim como a amplitude das oscilações, são as maiores notadas dentre todas as categorias. Ou seja, na maioria das pêntadas analisadas da categoria P, nota-se menores taxas de precipitação bem como menor oscilação deste montante, seguido da categoria M e, por fim, pela categoria T que apresentou as maiores taxas e oscilações, antes e após o IEC (Figura 4.4b).

A precipitação média mensal acumulada de setembro a maio também foi analisada para categoria e pode ser vista na Figura 4.4c. No geral, a categoria P apresenta acumulados mensais mais elevados que nas demais categorias em todos os meses analisados. A categoria M foi a categoria que apresentou

menores acumulados na maioria dos meses, com exceção de novembro, o qual apresentou valores próximos a média climatológica e superiores a categoria T.

Um aumento gradativo do acumulado médio de precipitação pode ser notado em todas as categorias de setembro a dezembro, sendo que a precipitação média acumulada em dezembro chega a ser quase de 4 vezes maior que a de setembro (Figura 4.4c). Há uma tendência de diminuição desse montante a partir de janeiro. Em fevereiro e março há uma estabilidade nos valores acumulados na maioria das categorias, com exceção da categoria P, a qual há um leve aumento em março que volta a diminuir, seguindo as demais categorias nos meses de abril e maio, sendo esses meses os que apresentaram menores diferenças entre a precipitação acumulada em cada categoria.

Pela análise da precipitação média acumulada nos meses de verão (Figura 4.4d), corroborando com a figura anterior, os maiores acumulados estão presentes na categoria P, seguido da categoria T e M. Vale ressaltar que a amplitude máxima da precipitação acumulada chegou a ser de 65 mm, quase o dobro da quantidade notada no COB. Ou seja, apesar da precipitação média acumulada ser inferior ao valor encontrado na região do COB, o SEB apresenta maior variabilidade desse montante.

Neste contexto, vale ressaltar que a evolução da taxa de precipitação, principalmente no aumento abrupto durante o IEC em ambas as regiões, mostrou-se semelhante as outras regiões do globo que também apresentam regime de monção, como Sul da África (HACHIGONTA et al., 2008), Sudeste asiático (ZHANG et al., 2002) e Sudoeste da Índia (ANANTHAKRISHAM; SOMAN, 1988), sendo que esta última apresenta uma taxa de precipitação mais elevada que as demais regiões citadas.

4.2 Compostos das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil: circulação atmosférica

Baseando-se na categoria total das datas de IEC, foram elaborados compostos das componentes horizontais do vento em 850 hPa, da anomalia da altura geopotencial em 500 hPa, e das linhas de corrente em 200 hPa para -4 pêntadas

até as datas médias de IEC em cada categoria para a região do COB e SEB (Figuras 4.5 e 4.6, respectivamente).

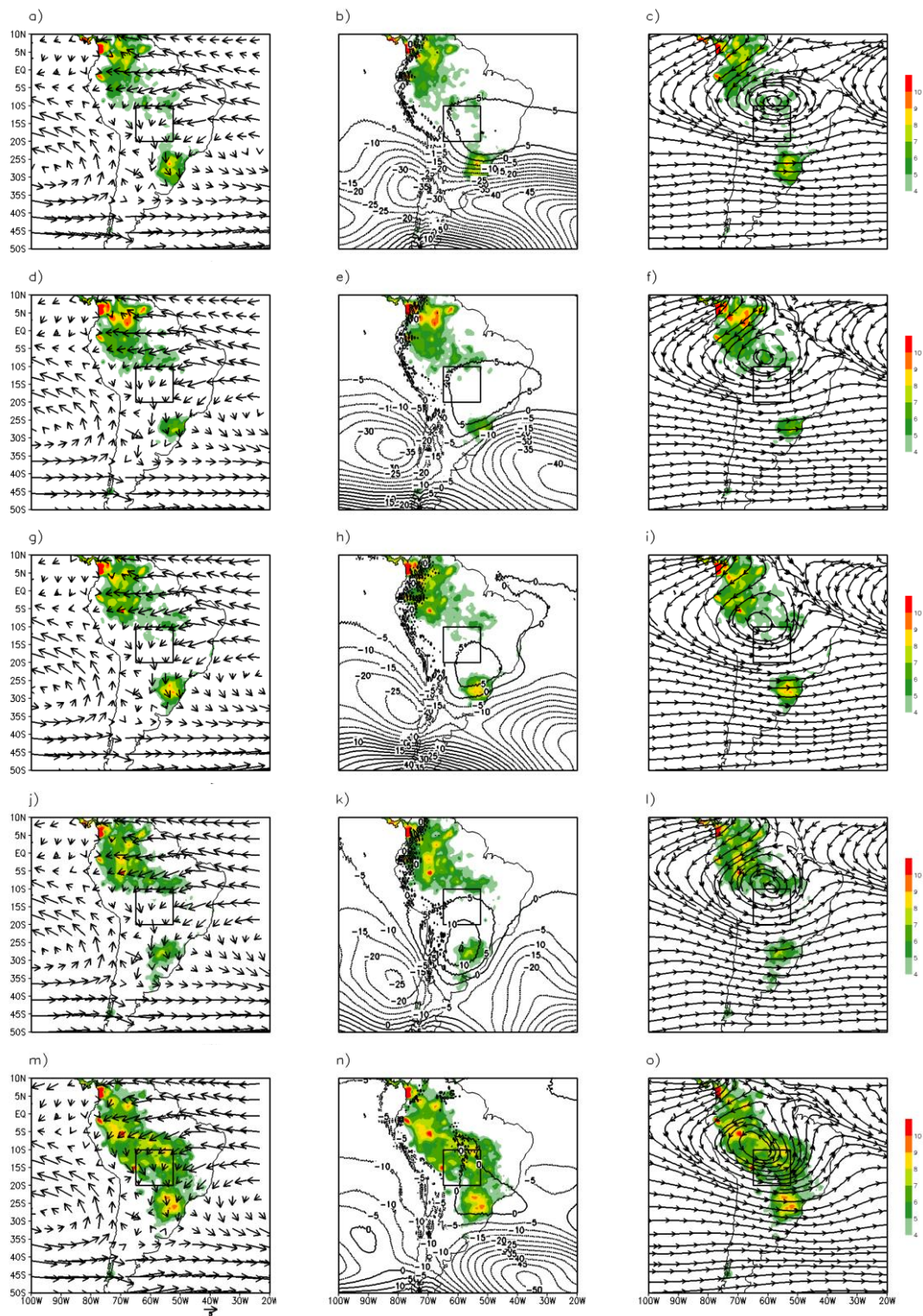
Todos os compostos foram gerados concomitantemente com a precipitação para cada pântada e categoria analisadas. Os resultados para a categoria M não foram discutidos pois, em análise preliminar, o seu padrão mostrou-se muito próximo ao padrão médio climatológico do período estudado para as duas regiões estudadas. Contudo, os seus compostos podem ser vistos no Apêndice A.

Pela análise dos compostos de precipitação foi possível notar que na categoria média climatológica (total) do COB há a formação de dois núcleos de precipitação intensa, ambos acima de 4 mm.dia^{-1} (Noroeste e Sul do Brasil), nos instantes que antecedem o IEC devido à ampla convecção que predomina sobre ambas as regiões nessa época do ano (ROMATSCHKE e HOUZE, 2010). Inclusive, vale ressaltar que no campo de precipitação são apresentados somente os valores superiores a 4 mm.dia^{-1} ($3,7 \text{ mm.dia}^{-1}$) para uma melhor visualização da distribuição das chuvas mais intensas àquela apresentada pela média diária climatológica do COB (SEB) ao longo das pântadas analisadas.

Durante a primavera austral, a precipitação no noroeste do País ocorre em resposta ao intenso aquecimento radiativo na região, sendo que a máxima incidência de radiação solar migra para as latitudes mais altas do Hemisfério Sul (HS) conforme se aproxima do solstício de verão. Com isso há o aquecimento da superfície e das parcelas de ar adjacentes devido ao fluxo de calor sensível (COLLINI et al., 2008; MOHTADI et al., 2016; GARCIA et al., 2017).

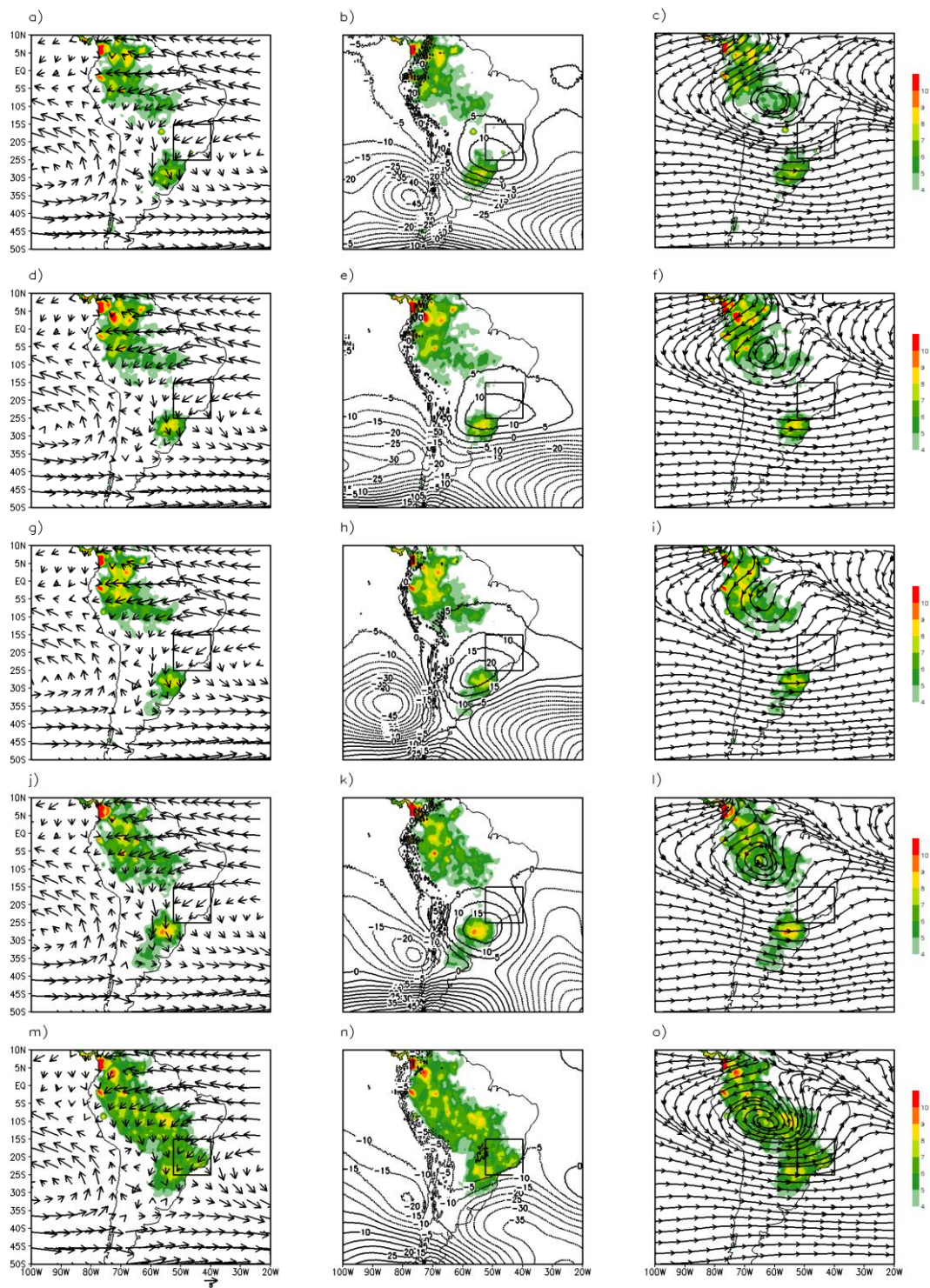
Além disso, a precipitação de ambas as regiões é motivada pela confluência dos ventos alísios que transportam umidade do oceano Atlântico tropical e a recicla na região Amazônica (ZHOU e LAU, 1998; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006b; RAIA e CAVALCANTI, 2008; MARENGO et al., 2012; SILVA DIAS e CARVALHO, 2017).

Figure 4.5 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pêntadas à data média climatológica do início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil durante 1979-2017.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.6 – Idem à figura anterior, mas para o Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Na Região Sul, a precipitação está associada à atividade de sistemas transientes que atuam com grande frequência na primavera, apesar destes sistemas serem climatologicamente menos intensos do que durante o inverno (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009; REBOITA et al., 2010). Concomitantemente, há o transporte de calor e de umidade vindos da região Amazônica, muitas vezes podendo evoluir para um JBN à leste dos Andes, o qual influi na intensificação da precipitação na região de acordo com sua magnitude, direção e posicionamento (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006a, JONES; CARVALHO, 2018; JONES, 2019).

Nogués-Paegle e Mo (1997), Garreaud e Wallace (1998) e Liebmann et al. (1999) enfatizaram a importância da passagem de cavados baroclínicos que cruzam os Andes e a associação do padrão do escoamento em baixos níveis durante a passagem desses cavados, os quais contribuem para a intensificação do transporte de umidade a leste da cordilheira e gera convecção severa no interior do continente, principalmente sobre a Bacia do Rio da Prata (SAULO et al. 2000; ROMASTCHKE; HOUZE, 2010).

Com a propagação e a conexão de ambos os núcleos de precipitação intensa, localizados à Noroeste e à Sul do Brasil, notou-se uma abrupta intensificação na taxa pluviométrica nas regiões de estudo, o que marca o seu IEC (KOUSKY, 1988; LIEBMANN et al., 1999; ROMASTSCHKE; HOUZE, 2010, GRIMM, 2019).

A orientação noroeste-sudeste da precipitação sobre o continente e oceano adjacente é característica da EC do SMAS e marca a época de maior atuação da ZCAS, que compreende uma banda de nebulosidade persistente e semi-estacionária que contribui para as altas taxas de precipitação sobre uma extensa região, incluindo o COB e SEB, nos meses mais quentes do ano. Essa orientação é devido a fatores geográficos, físicos e dinâmicos (KODAMA, 1992; CARVALHO et al., 2002; WIEL et al., 2015; JONES; CARVALHO, 2018).

Em 500 hPa, na maioria das pântadas analisadas, os gradientes mais intensos da anomalia da altura geopotencial se localizaram, principalmente, sobre o Oceano Atlântico Sul e região continental de latitudes extratropicais (coluna central das Figuras 4.5 e 4.6). Essas regiões são marcadas pela atuação de sistemas transientes e conhecidas como regiões de ciclogêneses (GAN; RAO,

1991; REBOITA et al., 2010; GOZZO et al., 2014) e frontogêneses (SATYAMURTI; MATTOS, 1989).

Vale ressaltar que desde a pântada -4 até a pântada -1 nos compostos do SEB, nota-se o predomínio de uma anomalia de alta pressão localizado sobre o continente neste nível da atmosfera, centrado no Sul do Brasil (Figuras 4.6b, 4.6e, 4.6h e 4.6k). Já na pântada 0, há a ruptura deste padrão devido à entrada de um cavado que cruza a cordilheira dos Andes nessa faixa de latitude e auxilia no deslocamento do núcleo de precipitação para nordeste e, conseqüentemente, que tenha o IEC na região do SEB (Figura 4.6n). Neste contexto, este padrão de alta pressão anômala também é notado na região COB, contudo, menos intensa e, apesar disso, não desaparece na pântada 0 (Figuras 4.5m, 4.5n e 4.5o).

Inclusive, com a aproximação do IEC de ambas as regiões, os gradientes das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa notados na faixa subtropical enfraquecem-se e/ou migram para latitudes mais altas devido ao aquecimento da superfície com a aproximação do verão austral.

O surgimento da circulação anticiclônica em altos níveis, observada em 200 hPa (conhecida como Alta da Bolívia), é devido à atividade convectiva intensa na região amazônica (GANDU; GEISLER, 1991; ZHOU; LAU, 1998). Inicialmente, o anticiclone se mostrou alongado zonalmente e ao norte da região de estudo. Com o avançar das pântadas, ele torna-se menos alongado e migra para as regiões que apresentam as maiores taxas de precipitação. Note que, durante o IEC, a porção sul do anticiclone, a qual apresenta difluência, esteve sobre a região de estudo e essa característica dinâmica contribui para os movimentos ascendentes na troposfera (HOLTON, 2004; WALLACE; HOBBS, 2006) e, conseqüentemente, convecção e precipitação na região.

Logo, o persistente transporte horizontal de calor e de umidade em baixos níveis, as modestas anomalias de altura geopotencial na região tropical, que oscilam em níveis médios, e o estabelecimento da circulação anticiclônica em altos níveis, em resposta ao aquecimento da superfície e da atividade convectiva, ou seja, fluxo de calor (sensível e latente) de superfície e liberação de calor latente

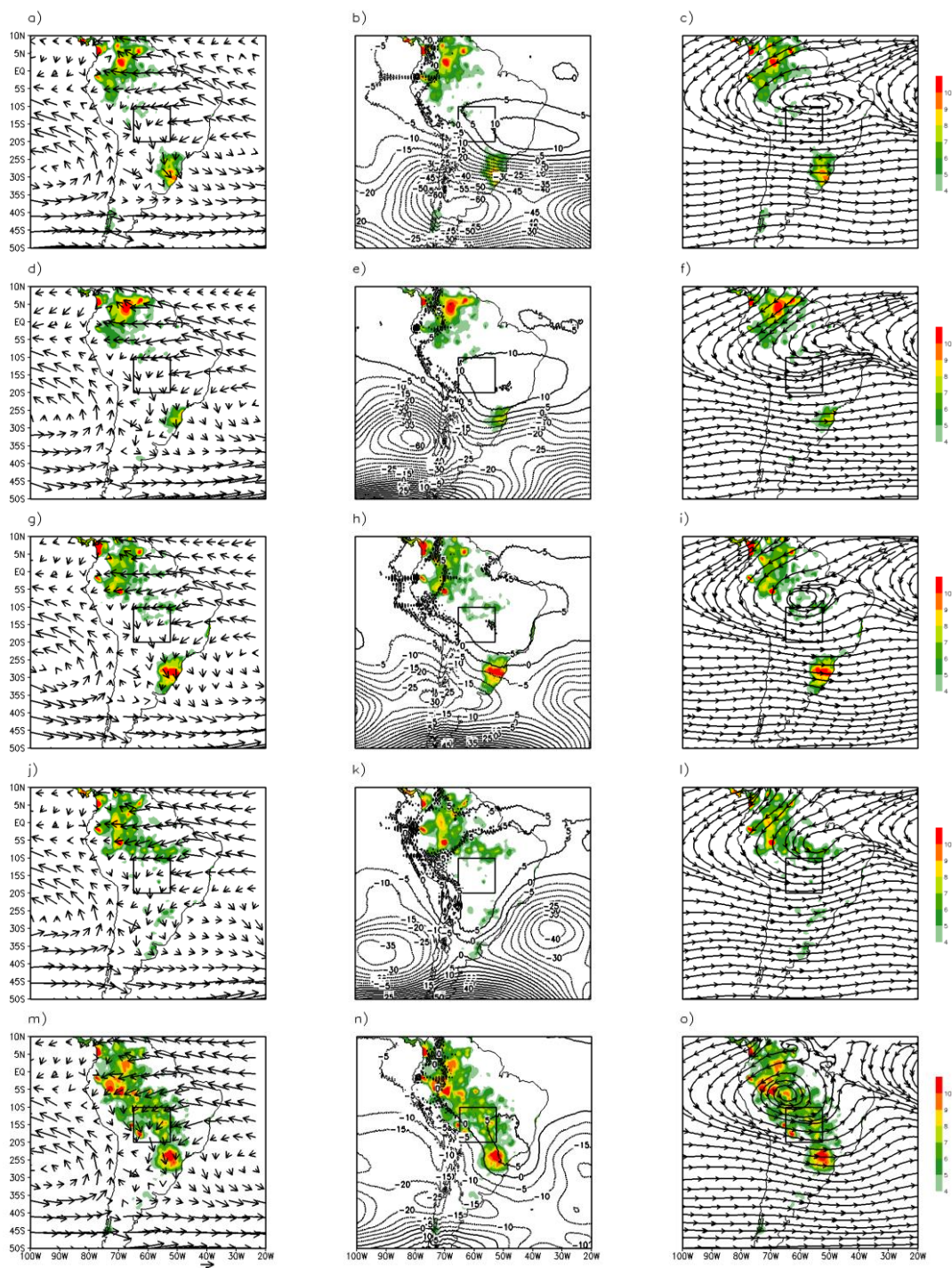
na coluna atmosférica, são padrões característicos do IEC nas regiões do COB e SEB (MA et al., 2011; GARCIA et al., 2017).

Vale ressaltar que na categoria P (T) nota-se que o núcleo de precipitação ao Sul (Noroeste) do Brasil apresentou maior intensidade nos momentos que antecedem o IEC, se comparado a data média climatológica do IEC no COB e no SEB, como pode ser visto na Figura 4.7 (Figura 4.8). No entanto, não foram notadas grandes diferenças na circulação média dos ventos em baixos níveis entre as categorias P e T. Ainda assim, percebeu-se algumas características interessantes no que diz respeito à anomalia da altura geopotencial em 500 hPa e as linhas de corrente no nível de 200 hPa em ambas as categorias, as quais são discutidas a seguir.

Na categoria P da região COB, as anomalias da altura geopotencial positivas e nulas (negativas) concentram-se na região tropical (extratropical) em todas as pântadas analisadas. Na pântada -4 (Figura 4.7b) é possível notar um intenso gradiente nas anomalias da altura geopotencial sobre o Sul do Brasil, o que caracteriza a atuação de sistemas frontais ou ciclogénicos (HOLTON, 2004; WALLACE; HOBBS, 2006). Esse aspecto favorece a convergência dos fluxos horizontais de calor e de umidade (Figura não mostrada) na região devido à baixa pressão em superfície, característica do sistema transiente atuante (GARREAUD, 2000; VERA et al., 2002; FOSS et al., 2017), e contribui para a intensificação do núcleo de precipitação na região. Por outro lado, o núcleo de precipitação a noroeste do continente é favorecido, principalmente, pela convergência dos ventos alísios (redução da velocidade), os quais trazem calor e umidade do Oceano Atlântico tropical (ROMASTCHKE; HOUZE, 2010). Em altos níveis, a circulação anticiclônica mostrou-se alongada zonalmente e localizada no centro-norte do país (Figura 4.7c).

Com a aproximação do IEC, o transporte de calor e de umidade em baixos níveis se torna mais intenso e meridional, o gradiente da anomalia da altura geopotencial enfraquece em latitudes subtropicais sobre o continente e nota-se a configuração de cavado anômalo que cruza os Andes.

Figura 4.7 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pêntadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Centro-Oeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

A geração de divergência anômala a leste do cavado em níveis médios e altos da troposfera contribui para o deslocamento e redistribuição da precipitação no interior do continente, como observado por Liebmann et al. (1999) e Wiel et al. (2015). De modo geral, essa divergência é notada na pântada anterior à precipitação registrada (Figura não mostrada). Ou seja, por exemplo, a divergência anômala em 500 hPa notada na pântada -2 influencia na distribuição da precipitação na pântada -1 em ambas as regiões de estudo.

Dessa maneira há um aumento na taxa de precipitação e a sua distribuição começa a apresentar uma orientação noroeste-sudeste, ligando ambos os núcleos de precipitação. Ao mesmo tempo, o anticiclone em altos níveis torna-se mais intenso, circular e desloca-se para latitudes mais altas, próximo de sua posição climatológica, em resposta à liberação de calor latente devido ao aumento da atividade convectiva que ocorre na região nessa época do ano (KOUSKY, 1988; GARCIA; KAYANO, 2011; MOHTADI et al., 2016; GARCIA et al., 2017).

Segundo Carvalho et al. (2002), com o avançar da EC, a precipitação distribui-se no continente e as suas maiores taxas se concentraram no interior do país, os ventos em baixos níveis sustentaram o transporte de calor e de umidade para latitudes mais ao sul, e em altos níveis há o deslocamento da circulação anticiclônica para a região próxima da Bolívia (ou seja, a AB), além da formação e intensificação do cavado sobre a região Nordeste do Brasil. Essas são algumas das características notadas durante a estação de verão na AS e mostram a chegada da fase madura do SMAS (ZHOU; LAU, 1998; MARENGO et al., 2012; SILVA DIAS; CARVALHO, 2017).

De acordo com os boletins Climanálise e Infoclima, as datas de IEC da categoria P foram marcadas, principalmente, pela atuação de sistemas frontais. Estes sistemas se mostraram dentro do número médio climatológico de passagem pela região de estudo (e.g., seis passagens nos 30 dias que antecederam o IEC), sendo que em: 1998 e 2001 foram oriundos de ciclogênese; 2004 precedido de um complexo convectivo de mesoescala (CCM); 2006 puramente frontal; e 2007, 2009 e 2013 os sistemas frontais, juntamente com a intensificação dos ventos

alísios oriundos da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), deram origem ao primeiro episódio de ZCAS daquela estação.

Segundo o diagrama espaço-fase do VPM (Apêndice B – Figura B.1) a categoria P teve o predomínio da OMJ na fase 6 e 8 (quatro ocorrências em cada fase). Em duas das 12 datas de IEC, o sinal da OMJ foi fraco ou inexistente, ou seja, o VPM se manteve no centro do diagrama, ou seja, com valor absoluto menor do que 1.

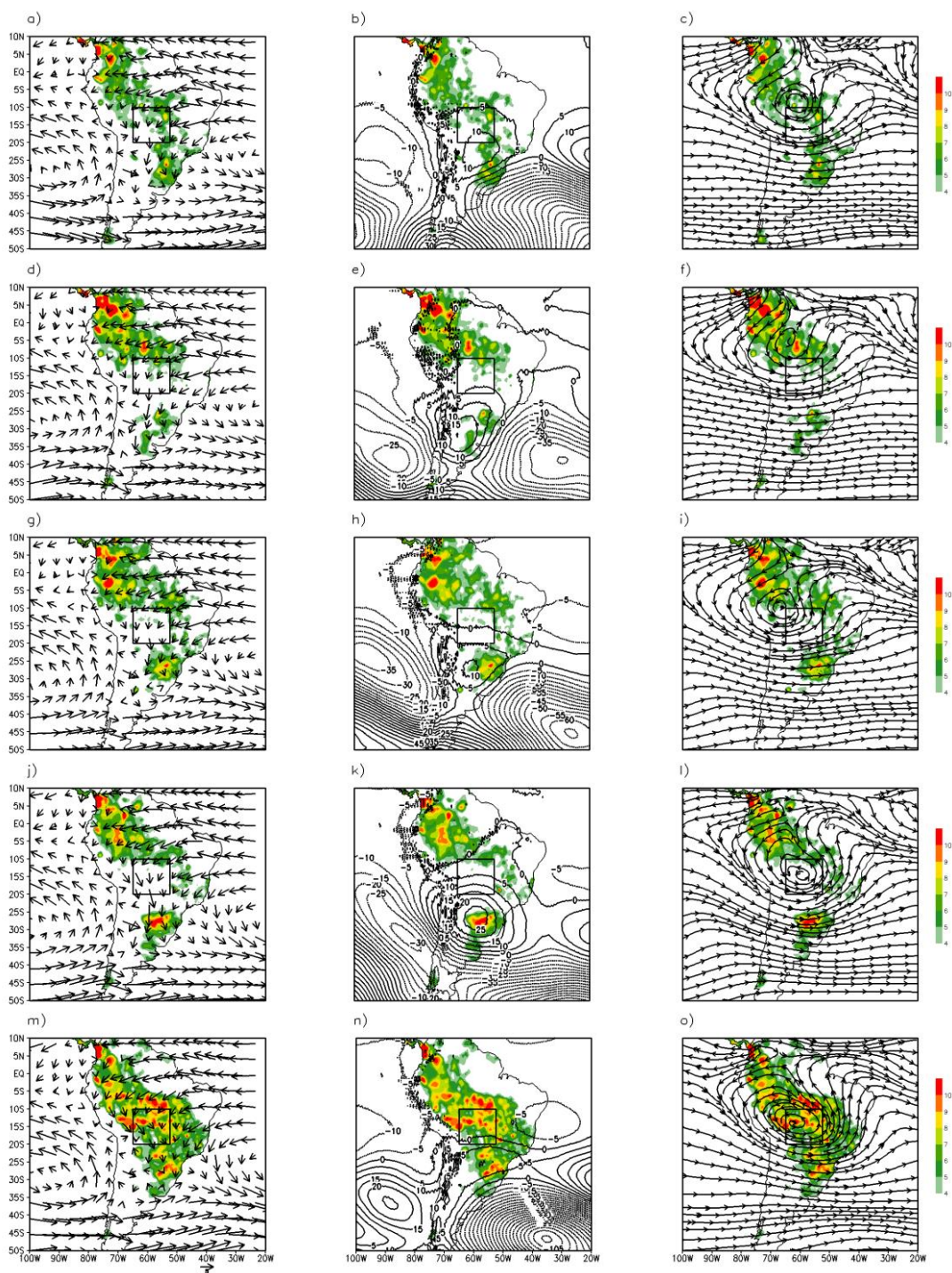
Baseando-se nos compostos do VPM para cada fase, o favorecimento da atividade convectiva, sobre a região e no período que predomina as datas na categoria P, ocorre quando a OMJ está localizada na fase 7, 8 e 1 (ALVAREZ et al., 2016; ALVES et al., 2018; GRIMM, 2019), como pode ser visto no Apêndice C (Figura C.1).

Ainda sobre a categoria P, os anos que tiveram o IEC marcado pela atividade de ciclones e de sistemas frontais (1998, 2001 e 2006), a OMJ estava na fase 6, ou seja, a manutenção da precipitação sobre a região foi favorecida pela atuação da OMJ que evoluiu para a fase 7 nas pêncladas subsequentes. Isso também pode ter favorecido o desenvolvimento do CCM em 2004. Nos anos que o IEC foi marcado pela atuação da ZCAS, a OMJ atuou intensamente na fase 8.

Pelo diagrama de Roundy (2012), a atuação de ondas para oeste de 2-10 dias marcou todas as datas de IEC desta categoria, sendo que em oito IEC também atuaram as ondas de Kelvin (1981, 1983, 1985, 1990, 1998, 2004, 2007 e 2013) e, somente em 1981, as ondas de Rossby contribuíram para o IEC. Os diagramas podem ser vistos na íntegra no Apêndice D (Figura D.1). Contudo, vale ressaltar que durante o IEC não foram notadas ondas de mais baixa frequência atuando na região de estudo.

Analisando a categoria T, as anomalias positivas de altura geopotencial em 500 hPa encontraram-se sobre o centro-sul do Brasil, enquanto que os valores negativos, assim como o seu gradiente mais intenso, encontraram-se mais ao sul do que na categoria P e predominantemente sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico (Figura 4.8).

Figura 4.8 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Centro-Oeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Esse padrão pode ser devido ao intenso aquecimento da superfície característico da proximidade da estação de verão, que associado com a convecção seca que transporta ar quente para níveis mais altos faz com que a espessura da camada expanda (HOLTON, 2004; WALLACE; HOBBS, 2006).

Além disso, houve pouca atuação ou ausência de sistemas transientes (interação trópico-extratropical) sobre o continente nas pêntadas anteriores ao IEC, notado pelo gradiente de anomalias de altura geopotencial pouco pronunciado sobre a região, os quais comumente contribuem para a intensificação da convergência de umidade, oriunda de latitudes mais baixas e que organizam a nebulosidade na orientação noroeste-sudeste, como ocorre na categoria P. Em altos níveis, o anticiclone se mostrou mais concêntrico e posicionado mais para oeste, quando comparado à categoria P.

Com a aproximação da IEC na região do COB, também há um aumento abrupto da precipitação, como já visto na Figura 4.3b, porém as chuvas se mostraram mais dispersas no interior do continente se comparadas às categorias P e média climatológica. O anticiclone em altos níveis deslocou-se para a região que apresentou maiores taxas de precipitação (COB e regiões adjacentes), devido à grande quantidade de liberação de calor latente.

Além disso, é possível notar que há uma diferença no estabelecimento da EC nessa categoria comparada às outras: 4 pêntadas antes do IEC observa-se precipitação no COB, mas que não se mantém, sendo que a chuva pode ser notada somente a nordeste da região de estudo até a pêntada de IEC, o que é diferente das outras 2 categorias.

Com base nos boletins Climanálise e Infoclima, as datas de IEC da categoria T no COB, por outro lado, apresentaram uma marcante atuação da ZCAS, sendo este o principal fator responsável pelo IEC nos anos 2011, 2012, 2014, 2016 e 2017; somente 2002 e 2003 foram originados puramente por sistemas frontais, sendo que o primeiro apresentou passagens acima do número climatológico (e.g., dez passagens nos 30 dias que antecederam o IEC). Vale ressaltar que os anos 1979, 1980, 1982, 1986, 1994 e 1995, apesar de terem sido anos que apresentaram o IEC tardio, não foram analisados pois, para estes anos, ambos

os boletins supracitados não se encontram disponíveis on-line no portal do CPTEC.

Diferentemente ao padrão visto na categoria P, notou-se que a OMJ teve pouca atuação sobre a região na maioria das datas de IEC, ou seja, em cinco das 13 datas de IEC, o VPM permaneceu no centro do diagrama espaço-fase, ou seja, com valores absolutos inferiores a 1. Nas demais datas, o sinal da OMJ oscilou entre as fases 1 a 5, fase que não favorecem significativamente para o aumento da convecção na região tropical da AS (ALVAREZ et al, 2016; ALVES et al., 2018; GRIMM, 2019).

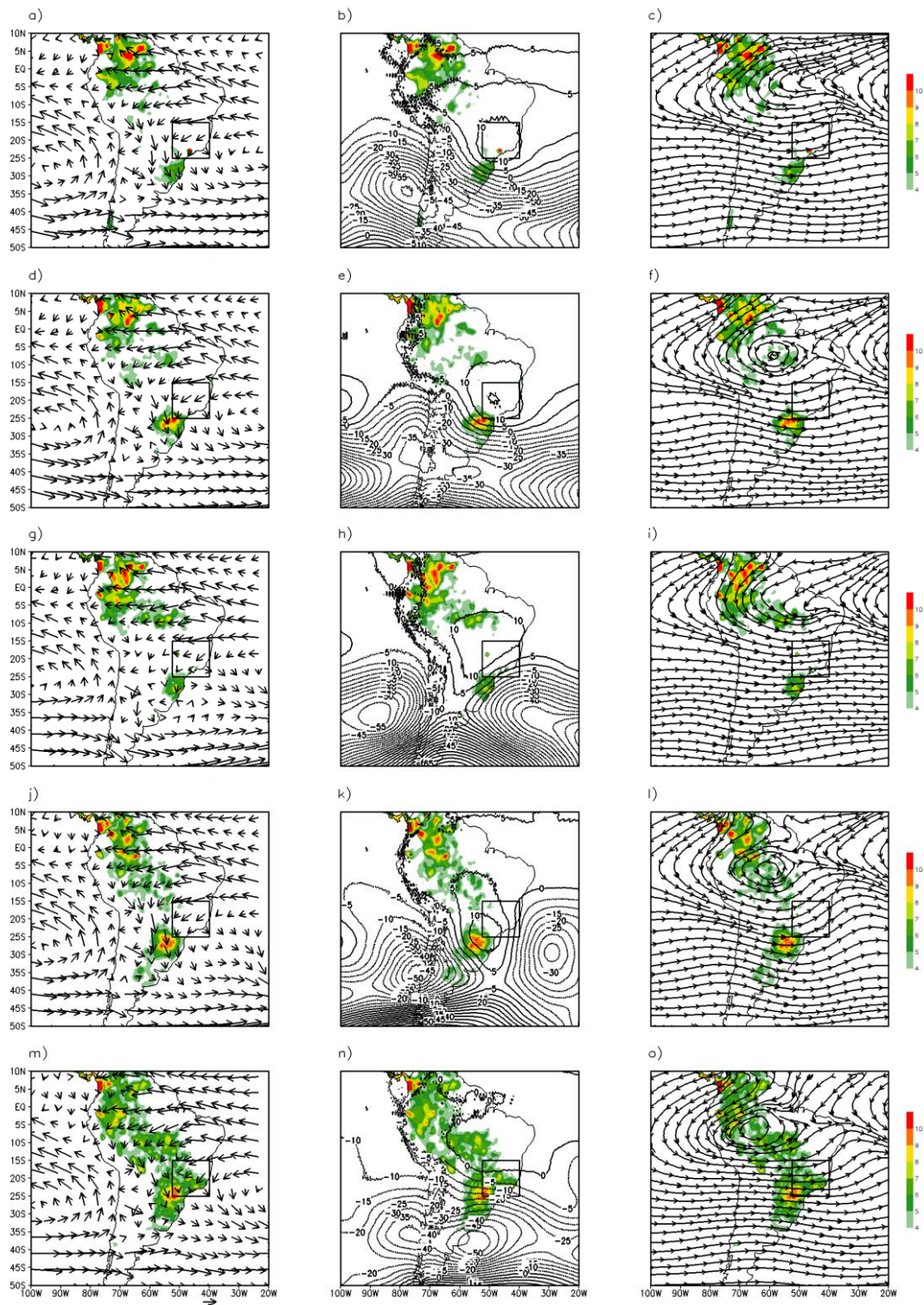
Pelo índice de Roundy (2012), as ondas para oeste na banda de 2-10 dias estiveram presentes em todas das datas de IEC, assim como na categoria P. Houve também a combinação da onda de Kelvin em 11 IEC e somente em um caso a atuação complementar da onda de Rossby (ou seja, o ano de 2016). Vale ressaltar que o IEC do ano de 2016 foi o mais tardio de todo o período de estudo e a OMJ permaneceu neutra por um longo período (> 40 dias), como pode ser visto no diagrama espaço-fase do VPM para este ano presente no Apêndice B.

Ainda neste contexto, notou-se que os anos que apresentaram o IEC tardio, em sua maioria, a combinação do sinal das ondas equatoriais mencionadas desfavoreceu a atividade convectiva na região de estudo. Em casos específicos como 1980, 1986, 2002 e 2003, o IEC foi precedido de um período relativamente longo em que a OMJ em fases que desfavorecia a convecção na região ou permaneceu neutro.

Analogamente para o SEB, na categoria P também são notados os núcleos de máxima precipitação no Noroeste e no Sul do Brasil, porém estes se mostram, em geral, mais intensos e concentrados nessas regiões (Figura 4.9).

Em 850 hPa, não há muitas diferenças no padrão de vento quando comparado à média climatológica, sendo que sobre a região de estudo há o predomínio de ventos de leste. Vale ressaltar que a partir da pênstada -2 (Figura 4.9g), nota-se a intensificação no núcleo de precipitação no Sul do Brasil, favorecido pela intensificação do escoamento proveniente da região Amazônica que transporta calor e umidade de latitudes mais baixas.

Figura 4.9 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pêntadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

O estabelecimento deste escoamento é auxiliado pela passagem de cavados anômalos em níveis médios que atravessam a cordilheira dos Andes (SELUCHI; MARENGO, 2000). Esses cavados apresentam amplitudes e intensidades maiores à média climatológica, como pode ser visto pelo intenso gradiente da altura geopotencial em 500 hPa (Figura 4.9k).

Em altos níveis há oscilações no padrão dos ventos que impedem o estabelecimento da circulação anticiclônica característica sobre o continente nesta época do ano. Na pênstada -1, nota-se a formação do anticiclone e sua persistência nas pênstadas subsequentes, porém localizado ao norte de sua posição climatológica (Figura 4.9i).

Com a intensificação da componente zonal de oeste do vento em baixos níveis que transporta calor e umidade de latitudes mais baixas a noroeste da região de estudo e da componente de sul oriunda de latitudes mais altas, ocasiona a convergência do vento na região e o aumento na instabilidade atmosférica, o que facilita a convecção no SEB. A combinação dessas características causa o aumento abrupto da precipitação na região e marca o seu IEC.

De acordo com os boletins Climanálise e Infoclima, as datas de IEC da categoria P foram marcadas, principalmente, pela atuação de sistemas frontais. Estes sistemas se mostraram dentro do número médio climatológico de passagem pelo SEB (e.g., seis passagens nos 30 dias que antecederam o IEC), assim como notado no COB. Assim, destaca-se os anos de 1998, 1999, 2003, 2004, 2006, 2009 e 2010 nos quais a atuação de sistemas frontais no SEB iniciou a EC. Em 1999 e 2006 as frentes frias deram origem ao primeiro episódio de ZCAS aqueles anos; em 2004 e 2010 os sistemas frontais estiveram associados à ciclogênese; e em 1996, diferente dos demais anos descritos nos boletins, o IEC foi influenciado pela atuação de uma ZCAS.

Segundo o diagrama espaço-fase do VPM (Apêndice B - Figura B.1) a categoria P teve o predomínio da OMJ na fase 4 e 7 (quatro ocorrências em cada fase). Dentre as datas de IEC precoce, somente em 1996 o sinal da OMJ foi fraco ou inexistente, ou seja, o VPM se manteve no centro do diagrama, ou seja, com valor absoluto menor do que 1. Sendo assim, baseando-se nos compostos do

VPM para cada fase, o favorecimento da atividade convectiva sobre a região e no período que predomina as datas na categoria P ocorre quando a OMJ está localizada na fase 7, 8 e 1 (ALVAREZ et al, 2016; ALVES et al., 2018; GRIMM, 2019), como pode ser visto no Apêndice C (Figura C.1).

Ainda sobre a categoria P, os anos que tiveram o IEC marcado pela atividade de ciclones e de sistemas frontais (1998, 1999, 2003 e 2009), a OMJ estava na fase 4, ou seja, nesses anos a OMJ não favoreceu a convecção no interior da AS para iniciar a EC, sendo que os sistemas transientes foram os principais precursores do IEC. Com exceção de 2010, em que o IEC teve influência de uma frente fria e a OMJ estava na fase 7, fatores que contribuiriam para o aumento da convecção característico do IEC. Destaca-se ainda o ano de 2006 em que a frente fria que deu início à EC atuou quando a OMJ estava com um sinal intenso e ativo na fase 6, evoluindo rapidamente para as fases 7 e 8 e contribuindo para a formação de uma ZCAS.

Pelo diagrama de Roundy (2012), a atuação de ondas de Kelvin marcou todas as datas de IEC desta categoria, sendo que em 12 IEC também atuaram as ondas de 2-10 dias, com exceção do ano de 1983. Em quatro anos (1981, 1992, 1995 e 1998) também teve a contribuição das ondas de Rossby. Os diagramas podem ser vistos na íntegra no Apêndice D (Figura D.1). Contudo, vale ressaltar que durante o IEC não foram notadas ondas de mais baixa frequência atuando na região de estudo.

Retornando aos compostos horizontais, diferentemente da categoria P, na categoria T a precipitação se mostra mais dispersa no interior do continente, porém ainda apresenta os dois núcleos de precipitação elevada, principalmente na região equatorial (Figura 4.10).

Mesmo com o padrão de vento em baixos níveis semelhantes às categorias descritas anteriormente, a precipitação na categoria T apresenta uma evolução distinta das demais. Vale ressaltar que na pênstada -4 já se nota uma taxa de precipitação acima da média diária climatológica sobre o SEB, que cessa nas pênstadas subsequentes.

A explicação dessa interrupção da precipitação na região de estudo pode estar ligada ao estabelecimento de uma grande crista anômala nos níveis médios da atmosfera. A atuação da crista é auxiliada por ondulações oriundas do escoamento de oeste que acentuam a sua amplitude ao atravessar a cordilheira dos Andes juntamente com a convecção sobre a Região Sul do País. Assim, nota-se também que a crista anômala apresenta uma maior intensidade na pântada -2 (Figura 4.10h), e tende a perder intensidade nas pântadas subsequentes.

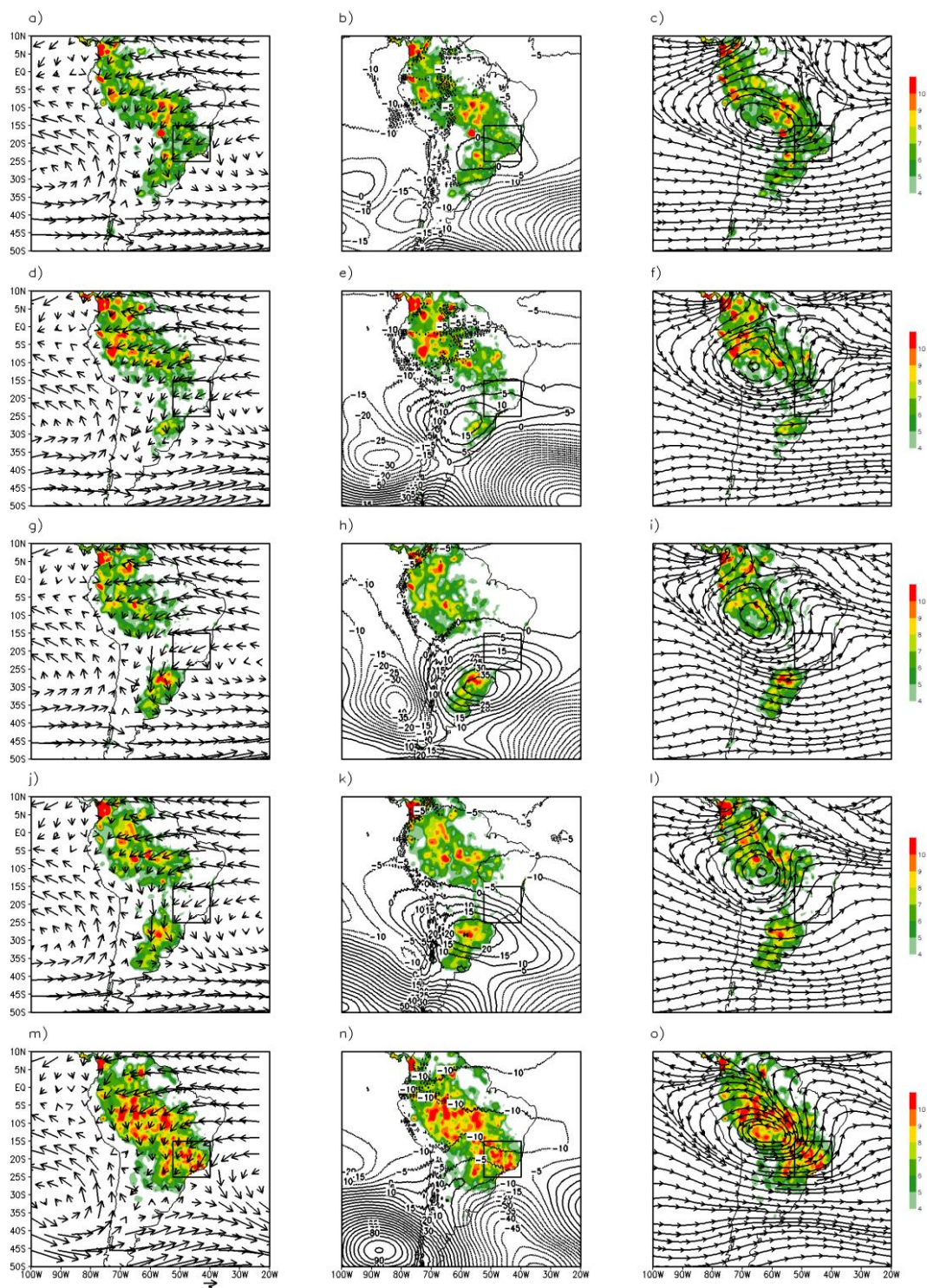
Somente com a ruptura da crista anômala das latitudes subtropicais, os ventos em baixos níveis convergem na região assim como o deslocamento da AB para sua posição climatológica, contribuindo para a difluência a circulação em altos níveis e o pronunciamento do cavado sobre a região Nordeste do Brasil. Esses fatores proporcionam o retorno do aumento da taxa de precipitação sobre a região de estudo marcando o IEC (Figuras 4.10m, 4.10n e 4.10o).

Com base nos boletins Climanálise e Infoclima, no que diz respeito às datas de IEC da categoria T, teve informações somente para os anos de 1997, 2011 e 2016. Nestes anos, assim como na categoria T do COB, apresentaram uma marcante atuação da ZCAS, sendo este o principal fator responsável pelo IEC. Vale ressaltar que os demais anos desta categoria não foram analisados pois não se encontram disponíveis on-line no portal do CPTEC.

Ainda, notou-se que a OMJ atuou igualmente em quatro fases distintas: 1, 3, 4 e 8 (marcando o IEC de três anos cada um). Vale ressaltar que a OMJ atuando nas fases 8 e 1 (3 e 4) há um aumento (diminuição) na atividade convectiva em grande parte do interior do continente (ALVAREZ et al., 2016; ALVES et al., 2018; GRIMM, 2019), o qual inclui a região de estudo.

Pelo índice de Roundy (2012), as ondas para oeste na banda de 2-10 dias estiveram presentes em quase todas as datas de IEC, com exceção do ano de 1983. As ondas de Kelvin também atuaram em 11 IEC, menos no ano de 1980. Contudo, somente o ano de 1997 teve atuação das ondas de Rossby, como pode ser visto no diagrama espaço-fase do VPM para este ano presente no Apêndice B.

Figura 4.10 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

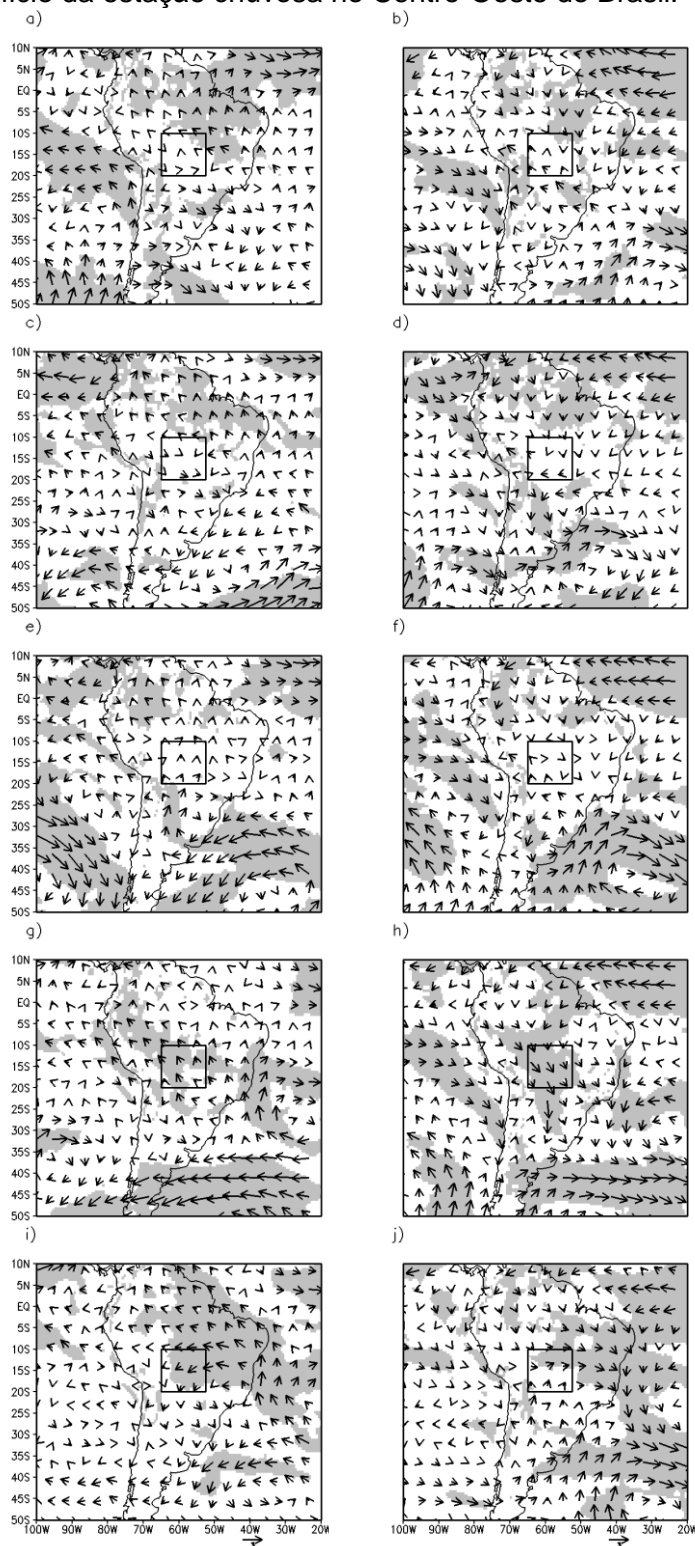
Assim, com base nos boletins e diagramas analisados, na maioria dos casos notou-se a importância da atuação de sistemas transientes e ondas de escala sinótica juntamente com as demais características de circulação de grande escala predominantes nesta época do ano para a formação, a distribuição, a propagação da convecção sobre a AS (SIQUEIRA; MACHADO, 2004) e, conseqüentemente, proporcionar condições favoráveis para o IEC em ambas as regiões de estudo.

Nos campos de anomalia do vento horizontal em 850 hPa (Figura 4.11 e Figura 4.12) e da vorticidade relativa em 200 hPa (Figura 4.13 e Figura 4.14) para as categorias P (coluna à esquerda) e T (coluna à direita) das datas de IEC no COB e SEB, respectivamente, foi possível ver maiores diferenças entre ambos os padrões, os quais são descritos e discutidos a seguir. Os valores estatisticamente significativos a partir do teste t de *Student* ao nível de 90% de confiança também foram analisados.

Sobre o domínio espacial analisado, notou-se que as maiores áreas com anomalias do vento estatisticamente significativas em baixos níveis encontram-se na região equatorial e em latitudes subtropicais e médias, principalmente sobre o oceano, e, em sua maioria, a circulação apresentou um padrão antagônico entre ambas as categorias analisadas na região do COB (Figura 4.11).

Na pênstada -4 foi possível notar um padrão oposto no sentido e direção do vento entre ambas as categorias e essa diferença se mantém nas pênstadas subsequentes. Há ventos anômalos e significativos de oeste (leste) sobre o Oceano Atlântico equatorial indicando que a alta subtropical está mais intensa (enfraquecida); de sudeste (noroeste) no Oceano Pacífico subtropical, indicando que a Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) está mais enfraquecida (intensa) do que o normal; e de noroeste (sudeste) em uma porção da região Sul do Brasil na categoria P (T), como pode ser visto na Figura 4.11a (Figura 4.11b).

Figura 4.11 - Anomalias do vento horizontal em 850 hPa (vetor) para a categoria precoce (coluna à esquerda) e tardia (coluna à direita) de -4 pêntadas à data de início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil.



O campo sombreado mostra os valores com significância estatística ao nível de 90% de confiança.

Fonte: Produção do autor.

Na pântada -3, como pode ser visto na Figura 4.11c (Figura 4.11d) para a categoria P (T), enfatizam-se os ventos anômalos e significativos de leste (noroeste) sobre o Oceano Pacífico equatorial, de sul (norte) na porção Norte e Nordeste do Brasil e ausência (presença) de uma circulação ciclônica anômala sobre o Oceano Atlântico Sul, sendo que a circulação ciclônica identificada na categoria T apresenta valores positivos em suas bordas noroeste e sul.

Da pântada -2 até o IEC, notou-se o surgimento (intensificação) de uma circulação anticiclônica (ciclônica) anômala e com valores significativos sobre o Oceano Atlântico Sul, como pode ser visto na Figura 4.11e (Figura 4.11f) para a categoria P (T).

Já na pântada anterior ao IEC (pântada -1) houve o surgimento de valores significativos de vento sobre a região de estudo, sendo estes de sudeste (noroeste), uma circulação ciclônica (anticiclônica) anômala na costa leste do Brasil e ventos de leste (oeste) sobre o Oceano Atlântico na faixa de 50°S-35°S na categoria P (T), como visto na Figura 4.11g (Figura 4.11h).

Essas características corroboram com as condições sinóticas descritas pelos boletins Climanálise e Infoclima em que, durante o IEC da categoria P (T), a passagem de sistemas frontais (atuação de ZCAS, devido à intensificação do transporte de umidade via JBN) foi um dos principais responsáveis pelo IEC no COB.

Por fim, na Figura 4.11i (Figura 4.11j), durante o IEC, a maior parte dos ventos significativos foram notados na região de estudo e sobre o Nordeste do Brasil (Oceano Atlântico Sul). Sobre a região de estudo foram observados ventos de nordeste (oeste). Além disso, notou-se que a região do COB está posicionada sob a borda de uma circulação anticiclônica (ciclônica), semelhante ao que acontece em períodos mais seco (úmidos) durante a EC, como discutido por Gan et al. (2004) e Ferreira e Gan (2011).

Assim como para a região do COB, também foram gerados campos anômalos do vento horizontal e da vorticidade relativa, respectivamente, para as categorias P e T das datas de IEC no SEB a fim de enfatizar as diferenças das características dinâmicas em baixos e altos níveis da troposfera. Para ambas as

categorias, os padrões da circulação em baixos níveis podem ser vistos na Figura 4.12 e o comportamento da vorticidade relativa anômala é descrita na Figura 4.14.

Na pênstada -4 pode ser notado o predomínio de valores significativos de anomalia do vento horizontal em baixos níveis na região equatorial em ambas as categorias, principalmente sobre o Oceano Atlântico (Figuras 4.12a e 4.12b).

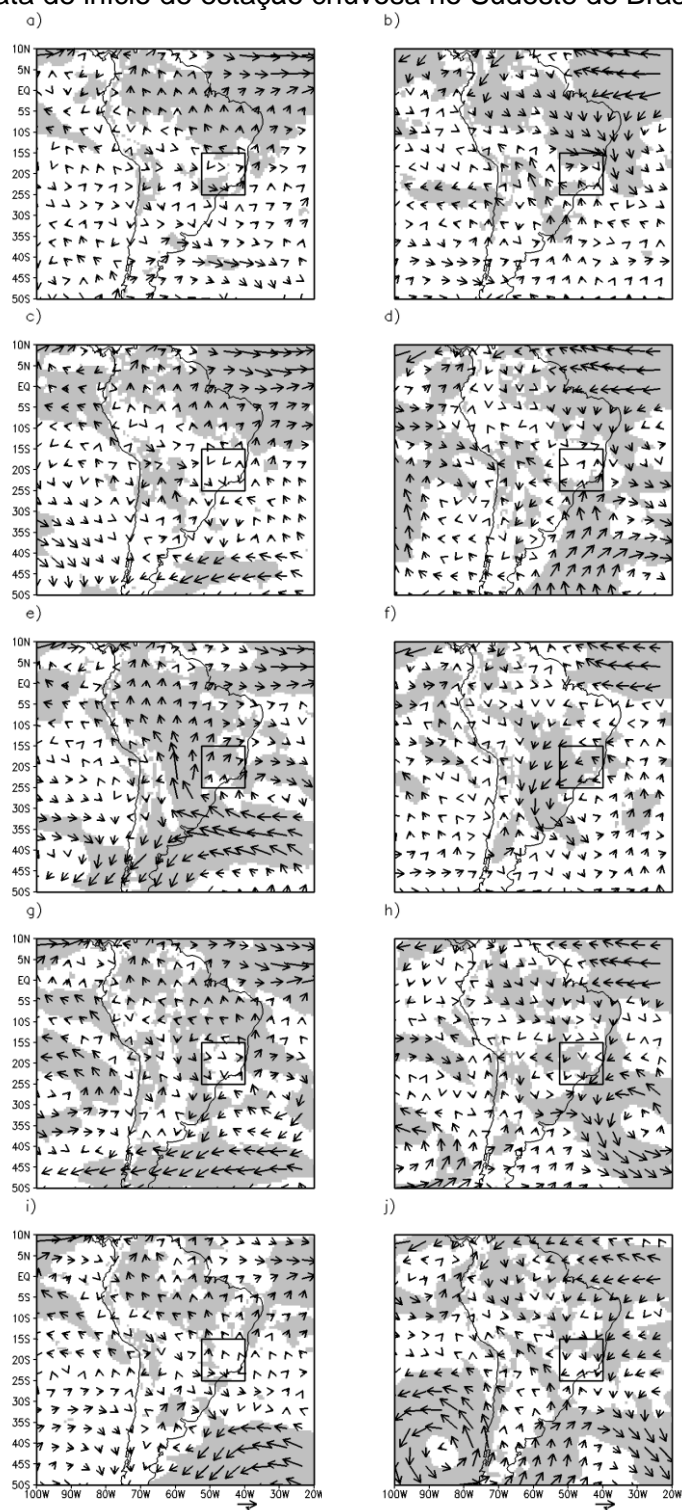
Na categoria P sobre a faixa tropical, as anomalias do vento são de sul (de oeste) sobre o continente (Oceano Atlântico), o que sugerem o enfraquecimento da ASAS nessa pênstada. Nesta região na categoria T, por outro lado, as anomalias são predominantemente de norte (de leste) no continente (Oceano Atlântico), mostrando maior intensidade da ASAS no Nordeste do Brasil. Apesar de anomalias pouco intensas, sobre a região de estudo são notadas somente diferenças na direção do vento entre as categorias e esse padrão de valores não significativos se mostra persistente até a pênstada -3 (Figuras 4.12c e 4.12d).

Durante a pênstada -2 há uma amplificação da área de atuação do vento anômalo, com predominância de valores significativos em toda a faixa subtropical continental, incluindo a região de estudo em ambas as categorias.

Na categoria P nota-se uma circulação ciclônica anômala sobre a região de estudo, que se estende até o Oceano Atlântico e nas latitudes ao sul da circulação ciclônica há ventos anômalos intenso de leste que compõe o ramo norte de uma circulação anticiclônica anômala localizada em torno de 50°S e 45°W (Figura 4.12e). Este é um padrão similar ao que acontece durante a passagem de um sistema transiente sobre a região (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009).

No entanto, na categoria T nota-se um padrão inverso e menos intenso do que na categoria P, marcado pela atuação de uma circulação anticiclônica anômala sobre a região de estudo (Figura 4.12f). Este padrão de circulação ciclônica (anticiclônica) assemelha-se àquele identificado por Gan et al. (2004), porém para anos em apresentaram extremos úmidos (secos) durante a EC na região COB.

Figura 4.12 - Anomalias do vento horizontal em 850 hPa (vetor) para as categorias precoce (coluna à esquerda) e tardia (coluna à direita) de -4 pântadas à data de início de estação chuvosa no Sudeste do Brasil.



O campo sombreado mostra os valores com significância estatística ao nível de 90% de confiança.

Fonte: Produção do autor.

Na pênstada que antecede o IEC há uma diminuição da área com valores significativos na categoria P e a circulação ciclônica notada na pênstada anterior diminui de intensidade e migra para leste, como pode ser visto na Figura 4.12g. Apesar de ainda ter a atuação de ventos anômalos significativos na região de estudo na categoria T, a circulação anticiclônica intensifica-se e migra para sudeste (Figura 4.12h).

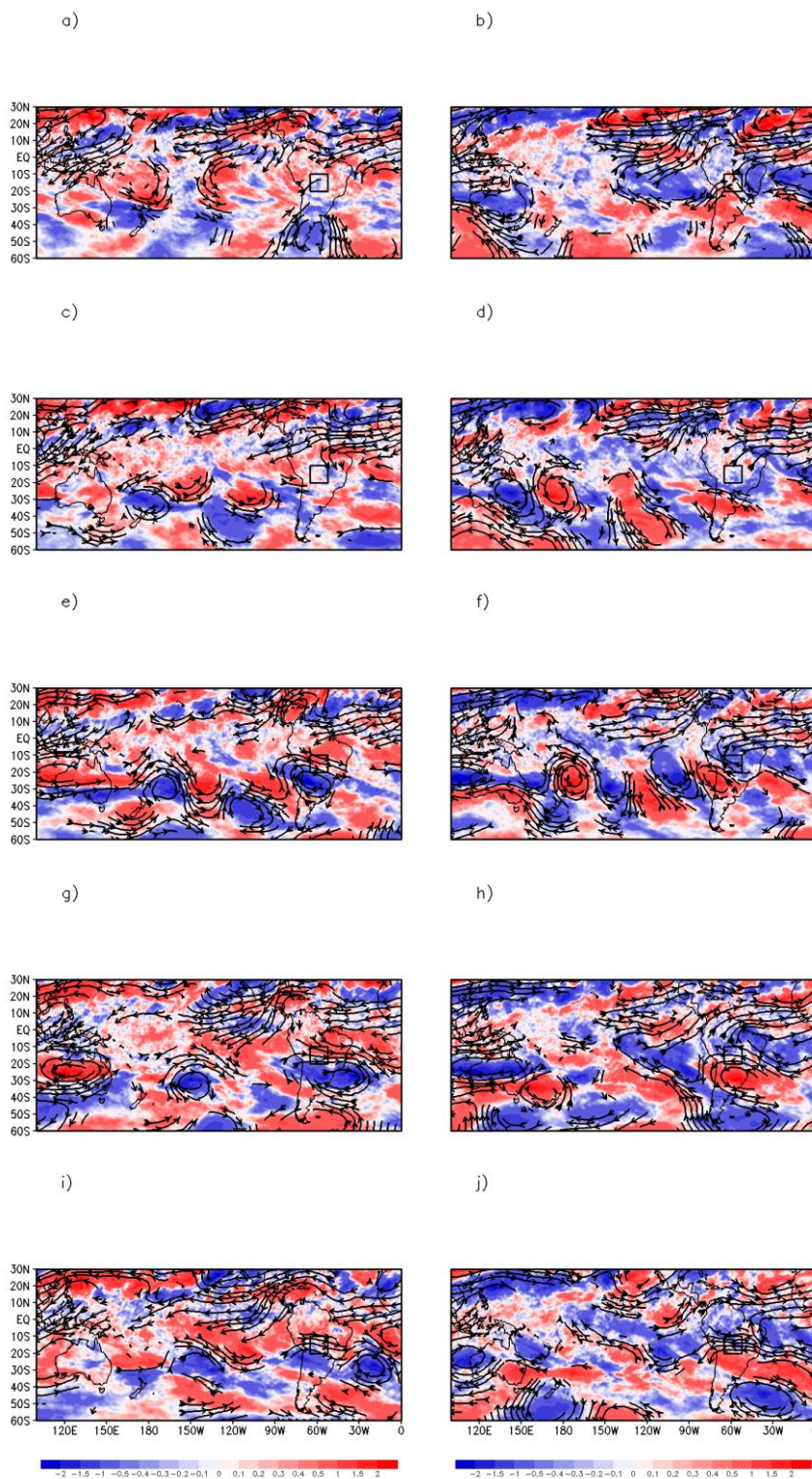
Por fim, com o IEC há uma diminuição generalizada de valores significativos do vento anômalo de baixos níveis sobre o continente em ambas as categorias, sendo estes notados principais sobre o Oceano Atlântico. Na categoria T há o destaque para uma circulação anticiclônica anômala no Oceano Pacífico (Figura 4.12j).

Os campos anômalos de vorticidade relativa e das linhas de corrente estatisticamente significativas, em 200 hPa, também foram analisados para o COB (Figura 4.13). De modo geral, assim como visto em baixos níveis, nota-se um padrão de sinais opostos quando as categorias P e T são comparadas. As áreas que apresentaram a maior concentração e persistência de ventos estatisticamente significativos localizam-se, principalmente, sobre o Oceano Atlântico equatorial e no Pacífico subtropical e extratropical.

Na pênstada -4 para a região COB, as linhas de corrente que representam o escoamento anômalo significativo no nível de 200 hPa atuaram sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico equatoriais, em um escoamento anômalo de nordeste (sudeste) que cruza o equador na categoria P (T), como pode ser visto na Figura 4.13a (Figura 4.13b). Notou-se ainda, na categoria P sobre o extremo sul da AS, a presença de vorticidade ciclônica no escoamento de oeste; enquanto que, na categoria T e sobre a região de estudo, teve a predominância de vorticidade anticiclônica no escoamento anômalo de leste.

Na pênstada -3 notou-se uma diminuição da área de ventos significativos sobre a região equatorial do Pacífico e uma alternância entre perturbações ciclônicas e anticiclônicas surgiu sobre o Oceano Pacífico Sul nas latitudes maiores que 20°, em ambas as categorias (Figura 4.13c e 4.13d).

Figura 4.13 - Idem à figura anterior, mas para a anomalia da vorticidade relativa em 200 hPa (10^{-5} , sombreado).



As linhas de corrente mostram os valores com significância estatística ao nível de 90% de confiança.

Fonte: Produção do autor.

O padrão de vorticidade notado na pênstada -3 evolui e persiste na pênstada -2, estendendo desde o sul da Austrália até a AS, alcançando a região de estudo via um trem de ondas de Rossby (Figura 4.13e e 4.13f). Neste momento surge um padrão de vorticidade ciclônica (anticiclônica) ao sul da região de estudo, juntamente com um escoamento anômalo significativo de oeste (leste) na categoria P (T).

As perturbações de vorticidade associadas ao trem de ondas tendem a se propagar para leste devido ao termo de advecção de vorticidade relativa nas latitudes médias, onde o escoamento básico é predominantemente de oeste. Assim, há movimento divergente (convergente) próximo ao ponto de inflexão a leste do cavado (crista) da onda, o que favorece (desfavorece) o movimento ascendente (descendente) e, por consequência, a convecção sobre a região (WALLACE; HOBBS, 2006).

Esse é um padrão atmosférico típico que ocorre sobre a AS, o qual nota-se que a passagem do cavado das ondas curtas de Rossby, originada do escoamento de oeste em altos níveis, propaga em direção às latitudes mais baixas ao cruzar os Andes (LIEBMANN et al., 1999; LIEBMANN et al., 2004) associado ao efeito montanha (GAN; RAO, 1994). Dada a sua influência na convecção tropical, essas ondas têm um importante papel no balanço de momentum da atmosfera (KILADIS, 1998).

Posteriormente, a estrutura de trem de ondas começa a se fragmentar, porém persiste o padrão de vorticidade ciclônica (anticiclônica), ao sul da área de estudo na categoria P (T) na pênstada que precede o IEC, sendo que ao norte há uma predominância de padrão de vorticidade oposto ao notado ao sul, como pode ser visto na Figura 4.13g (Figura 4.13h).

Esse padrão de cavado (crista) em um escoamento de oeste (leste) anômalo estende-se zonalmente, apresenta difluência e cruza o continente sul-americano na categoria P (T) até a data de IEC, quando há a diminuição da curvatura do escoamento anômalo, tornando-o predominantemente zonal e de oeste (leste).

Note que apesar do escoamento em baixo e altos níveis mostrar uma predominância de sentido contrário ou mais enfraquecido quando comparado ao

escoamento médio climatológico, ambas as categorias P e T apresentam tais circulações anômalas antagônicas, mas que se acoplam verticalmente, mostrando que para ocorrer o IEC deve existir o cisalhamento vertical do vento sobre a região de estudo (YOUNG, 1987). Ou seja, durante o IEC na categoria P (T), sobre a região do COB, há predominância de ventos anômalos de leste (oeste) em baixos níveis e um escoamento anômalo de oeste (leste) em altos níveis. Contextualizando este padrão com os resultados dos estudos de Gan et al. (2004, 2006), os quais indicam a mudança da direção do vento médio de baixos níveis de leste para oeste durante o IEC, nota-se que mesmo que haja a mudança na direção do vento, essa mudança é menos (mais) intensa na categoria P (T).

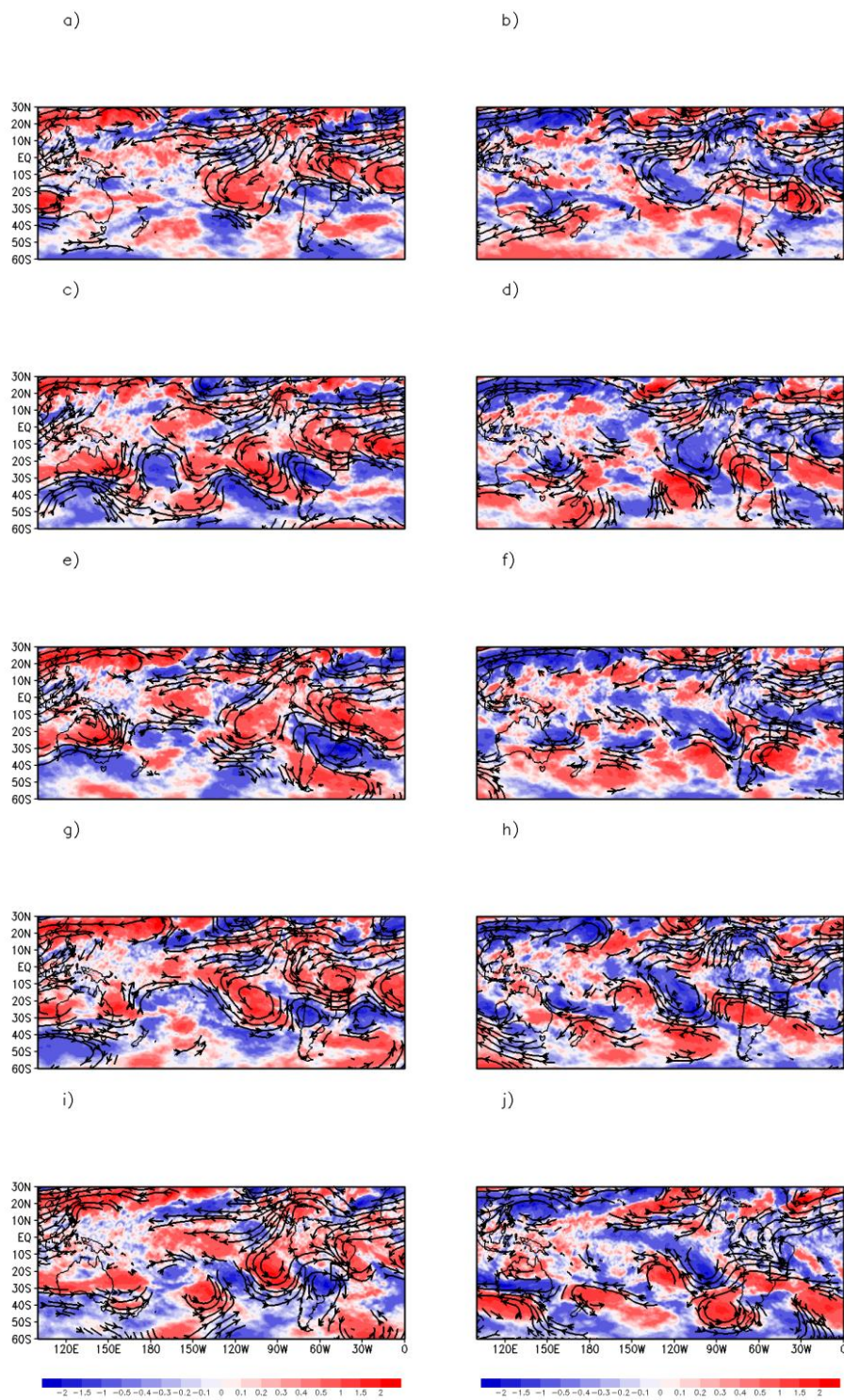
Além disso, percebe-se que a presença de ventos anômalos significativos sobre a região do COB se inicia em altos níveis (-2 pântadas do IEC) e posteriormente propagam-se para baixos níveis (-1 pântada do IEC).

Análoga à análise feita na região COB, a vorticidade relativa e o padrão de circulação anômala, ambos em 200 hPa, foram investigados na região SEB para as categorias P e T (Figura 4.14). De modo geral, notam-se padrões antagônicos de vorticidade relativa entre ambas as categorias.

Na pântada -4, há a atuação de vorticidade positiva (negativa) na faixa equatorial (subtropical) sobre o continente sul-americano na categoria P e predomínio de vento anômalo de oeste sobre a região de estudo (Figura 4.14a), com ênfase na confluência sobre a porção norte desta região, notado pelo escoamento anômalo oriundo do Oceano tropical norte e do Oceano Pacífico Sul. Esse padrão indica a intensificação do anticiclone em altos níveis (AB) na região tropical e a atuação de cavados mais intensos em latitudes subtropicais.

Em contrapartida, na categoria T e na pântada -4, os valores positivos (negativos) nas anomalias de vorticidade relativa atuam sobre a região subtropical (equatorial) da AS. O escoamento anômalo é de leste e originado de um centro de circulação anticiclônica no Oceano Atlântico subtropical (Figura 4.14b).

Figura 4.14 - Idem à figura anterior, mas para a anomalia de vorticidade relativa em 200 hPa (10^{-5} , sombreado).



Os vetores mostram os valores com significância estatística ao nível de 90% de confiança.

Fonte: Produção do autor.

Logo, diferentemente do padrão notado na categoria P, o anticiclone de altos níveis na região tropical e os cavados sobre latitudes subtropicais se mostram menos intensos, em um escoamento médio enfraquecido.

Na pântada -3 é possível identificar a configuração de um trem de ondas com origem no sul do Oceano Índico, notado principalmente na categoria P. O trem de onda mostra alternância entre centros de vorticidade relativa positiva e negativa, juntamente a um escoamento anômalo de oeste (leste) na categoria P (T).

Um padrão de bloqueio atmosférico do tipo dipolo também pode ser notado no Oceano Pacífico Sul na categoria P, próximo à Austrália e Nova Zelândia, o qual bifurca o escoamento anômalo de oeste fazendo com que seu ramo norte (sul) interaja com as condições úmidas e quentes (mais frias) da região equatorial (extratropical) e adquira essas características. Posteriormente, o escoamento volta a confluir no Oceano Pacífico subtropical e propaga até a América do Sul, amplificando o cavado anômalo ao atravessar a cordilheira dos Andes (Figura 4.14c).

Na categoria T, o padrão de trem de ondas é menos definido quando comparado a categoria P na pântada -3 (Figura 4.14d). A região continental adjacente ao Oceano Atlântico, que já apresentava vorticidade positiva na pântada anterior, se alonga e ao sul da região de estudo há o aparecimento de uma vorticidade negativa.

Na categoria P, há o alongamento da borda leste do cavado na pântada -2, anteriormente localizado sobre a cordilheira dos Andes, o qual atravessa o continente sul-americano e alcança o Oceano Atlântico em um escoamento anômalo de oeste na categoria P (Figura 4.14e). Na categoria T nota-se o predomínio de um escoamento anômalo de leste sobre a região e que avança até o Oceano Pacífico (Figura 4.14f).

Posteriormente, na pântada -1 e na categoria P, há a expansão da vorticidade positiva para latitudes mais altas da faixa equatorial sobre a América do Sul fazendo com que a circulação ciclônica ao sul da região de estudo divida-se em dois centros de vorticidade negativa, configurando um novo padrão de trem de

ondas mais curtas conectados pelo escoamento anômalo de oeste que estende desde o Oceano Pacífico até o Oceano Atlântico (Figura 4.14g). Na categoria T permanece o padrão de vortacidade notada na pênstada anterior e antagônica ao perfil visto na categoria P, o escoamento anômalo de leste segue zonalmente é o Oceano Pacífico, onde deflete e se conecta com a circulação equatorial que, neste caso, é de oeste, como pode ser visto na Figura 4.14h.

Durante o IEC, o cavado de latitudes subtropicais desloca-se para nordeste sobre o continente, os escoamentos anômalos de oeste e de norte confluem a norte da região de estudo e difluem ao sul do mesmo. Essa característica dinâmica favorece a convecção na região e marca o IEC da categoria P (Figura 4.14i). Já na categoria T há poucas mudanças se comparada à pênstada anterior, o escoamento anômalo permanece zonal e de leste, mostrando o enfraquecimento do jato subtropical (Figura 4.14h).

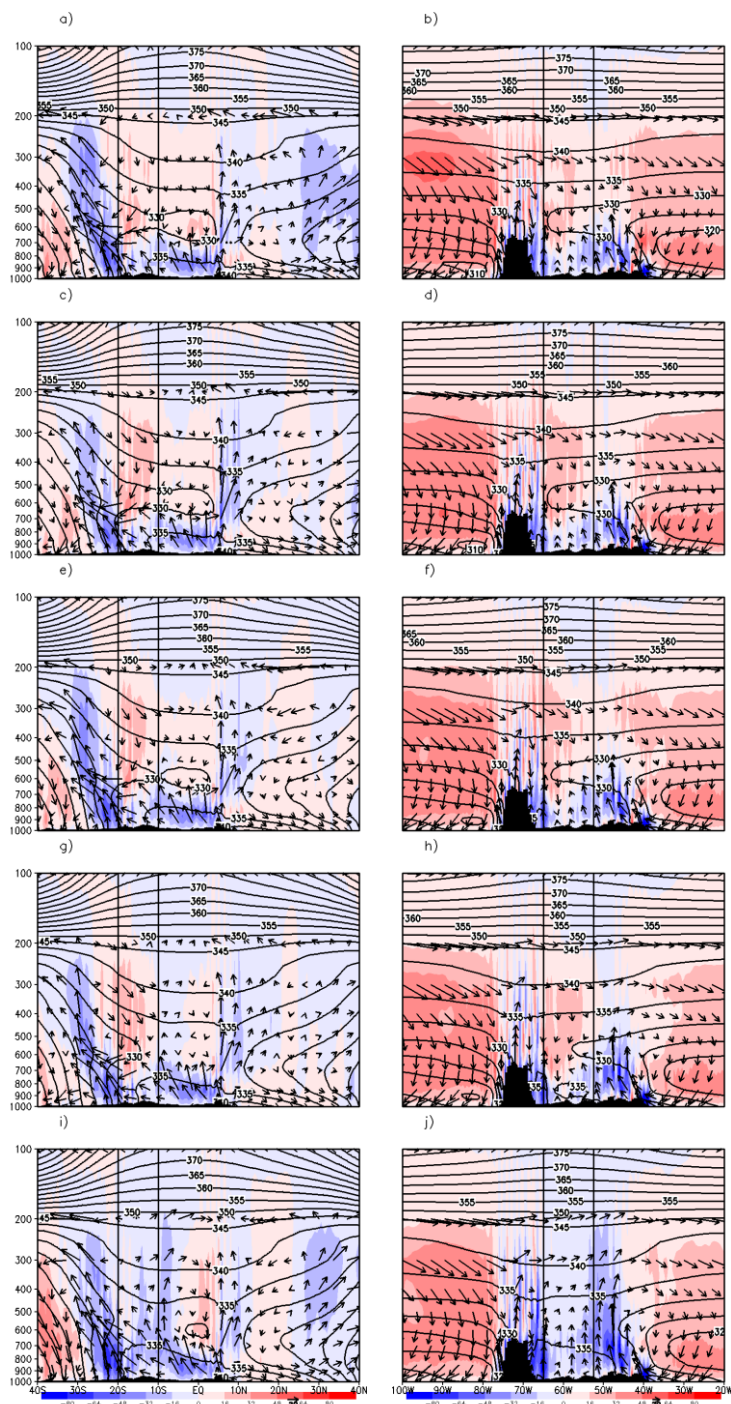
4.3 Compostos das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil: seções verticais

As seções verticais dos compostos foram centradas nas respectivas latitudes e longitudes da região de estudo e analisadas para as categorias média climatológica das datas de IEC no COB e SEB são apresentadas nas Figuras 4.15 e 4.16, respectivamente.

Nos momentos que antecedem o IEC nota-se para o composto da categoria média climatológica para a região do COB que, entre a superfície e o nível de 700 hPa, há movimentos ascendentes sobre a região tropical do HS levemente inclinado para sul, assim como, movimentos ascendentes mais expressivos na região subtropical que estendem até o nível de 200 hPa (Figura 4.15a).

Nessa época do ano, a incidência de radiação solar intensifica-se sobre a região tropical contribuindo para a ascensão das parcelas de ar, devido ao aquecimento associado ao aumento do fluxo de calor sensível; enquanto que o movimento ascendente na região subtropical é devido a uma forçante dinâmica, motivado pela atuação de sistemas transientes, os quais podem ser caracterizados pelo intenso gradiente da temperatura potencial equivalente (MCMURDIE e HOUZE, 2006).

Figura 4.15 - Seção vertical da latitude (65°W-52,5°W, coluna à esquerda) e da longitude (10°S-20°S, coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data média climatológica do início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil no período de 1979-2017.



Fonte: Produção do autor.

A propagação de sistemas transientes de latitudes médias para latitudes mais baixas contribui para alterar a circulação atmosférica em baixos níveis, favorecendo o transporte de calor e de umidade da região Amazônica para a região do COB, além do aquecimento e umidificação da coluna atmosférica e a organização da convecção numa banda de nebulosidade de noroeste-sudeste (MOHATI et al., 2016). Em resposta ao aquecimento da superfície continental, surge uma circulação similar a uma brisa marítima que também contribui para a ascensão a leste da região do COB, como pode ser visto na Figura 4.15b, a qual mostra a seção vertical com as longitudes para a pântada -4. Simultaneamente, nota-se a contribuição da cordilheira dos Andes para o movimento ascendente sobre as montanhas. Esse padrão persiste até a pântada -1.

Na sessão latitudinal, nota-se que na pântada 0 os movimentos ascendentes da região tropical e da região subtropical conectam-se e intensificam-se sobre a região do COB, formando uma célula regional de Hadley (AMBRIZZI et al., 2004; GAN et al., 2004; 2006) (Figura 4.15c e 4.15e). Concomitantemente, há a intensificação dos movimentos ascendentes na seção longitudinal, principalmente a leste da região de estudo, desenvolvendo-se em uma circulação leste-oeste semelhante a uma grande brisa marítima (Figuras 4.15d e 4.15f).

O acoplamento entre as células de circulação (ou seja, a célula regional de Hadley e a circulação de brisa de maior escala) marca o IEC na região do COB. A permanência e intensificação desta circulação mantém a precipitação acima da média na região de estudo durante a EC.

Já para a região do SEB, na seção latitudinal há o predomínio de movimento ascendente (subsidente) próximo a 10°N (sobre o Equador), notado entre a superfície e o nível de 200 hPa, associado à atuação da ZCIT (relacionado ao ramo descendente da circulação de Hadley) durante essa época do ano. Esse comportamento é notado em todas as pântadas analisadas, porém com pequenas mudanças no deslocamento e intensidade.

Na seção longitudinal, em todas as pântadas analisadas, é possível notar movimentos turbulentos sobre a cordilheira dos Andes, que se estendem até 200

hPa; modestos movimentos ascendentes próximo à superfície no interior do continente (entre a cordilheira dos Andes e 40°W), e movimentos subsidentes intensos sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico, os quais estão relacionados à atuação da ASAS e da ASPs, respectivamente. Apesar desse padrão dominante visto nas pântadas analisadas, ainda é possível identificar algumas alterações locais que merecem ser destacadas. Na seção latitudinal da pântada -4 até a pântada -1, entre os níveis de 500 e 200 hPa e próximo a latitude de 30°S, é possível notar um movimento ascendente que diminui a intensidade com o aproximar do IEC na região de estudo (Figura 4.16a, 4.16c, 4.16e e 4.16g).

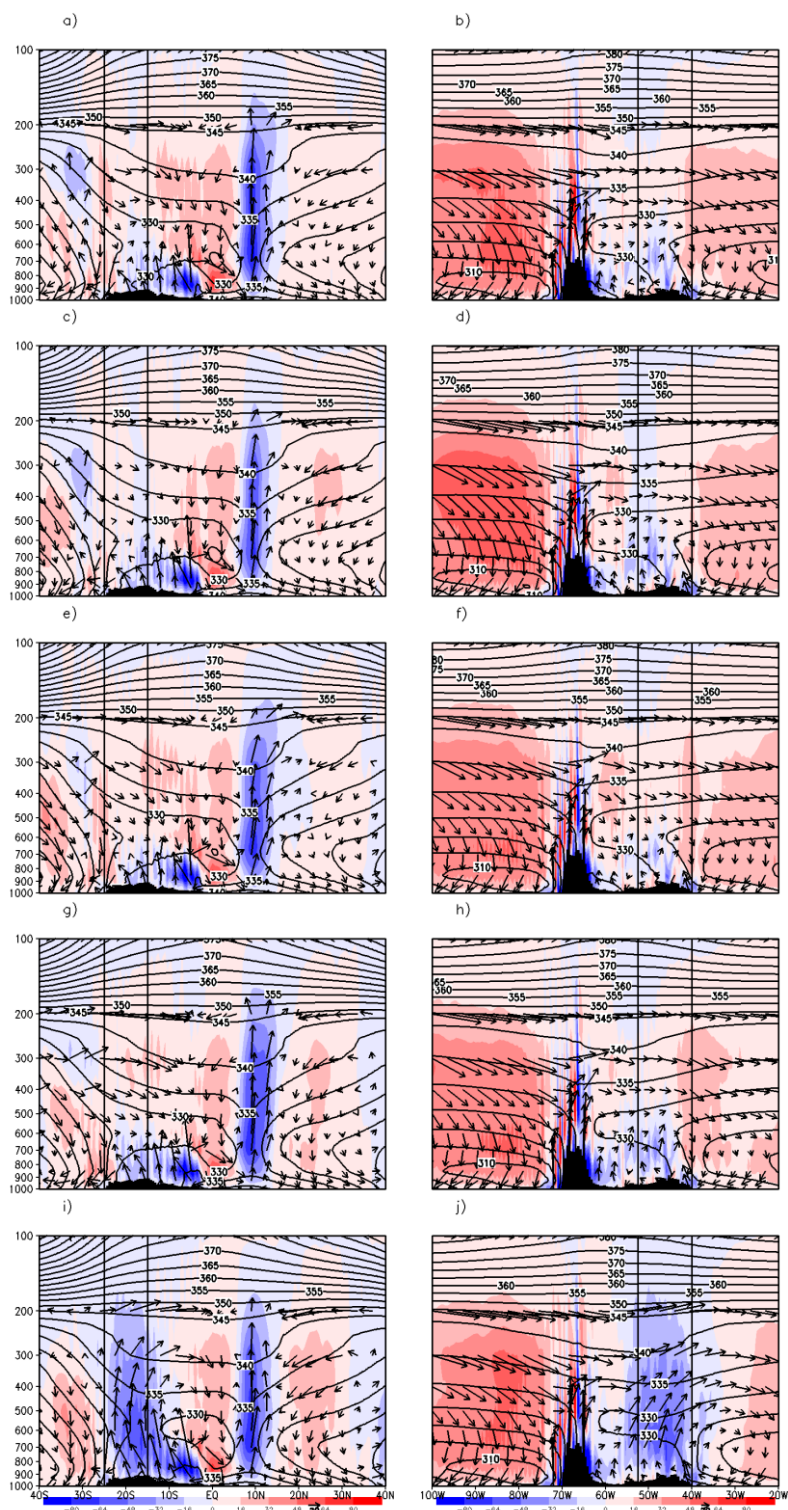
Neste contexto e de modo geral, com o aquecimento da superfície devido ao aumento da incidência de radiação solar nessa época do ano e o transporte de umidade fazem com que o ar adjacente à superfície ascenda (COLLINI et al., 2008; MOHTADI et al., 2016; GARCIA et al., 2017) aquecendo e umedecendo a coluna atmosférica e aumentando a instabilidade na região tropical continental.

Este padrão de aquecimento e umidificação da coluna atmosférica pode ser notado pela variação vertical de θ_e que diminui com a altura (VIANELLO; ALVES, 2000), sendo que essa camada de instabilidade chega até aproximadamente no nível de 400 hPa na data de IEC sobre a região de estudo (Figura 4.16i). Este perfil de instabilidade também pode ser notado na seção longitudinal, porém estendendo até o nível de 500 hPa durante o IEC (Figura 4.16j).

Analisando os campos médios verticais nas categorias P e T no COB também são possíveis ver os principais padrões observados na categoria média climatológica, mas eles apresentam intensidades e posicionamentos diferentes, que algumas vezes se mostram até antagônicos (Figuras 4.17 e 4.18).

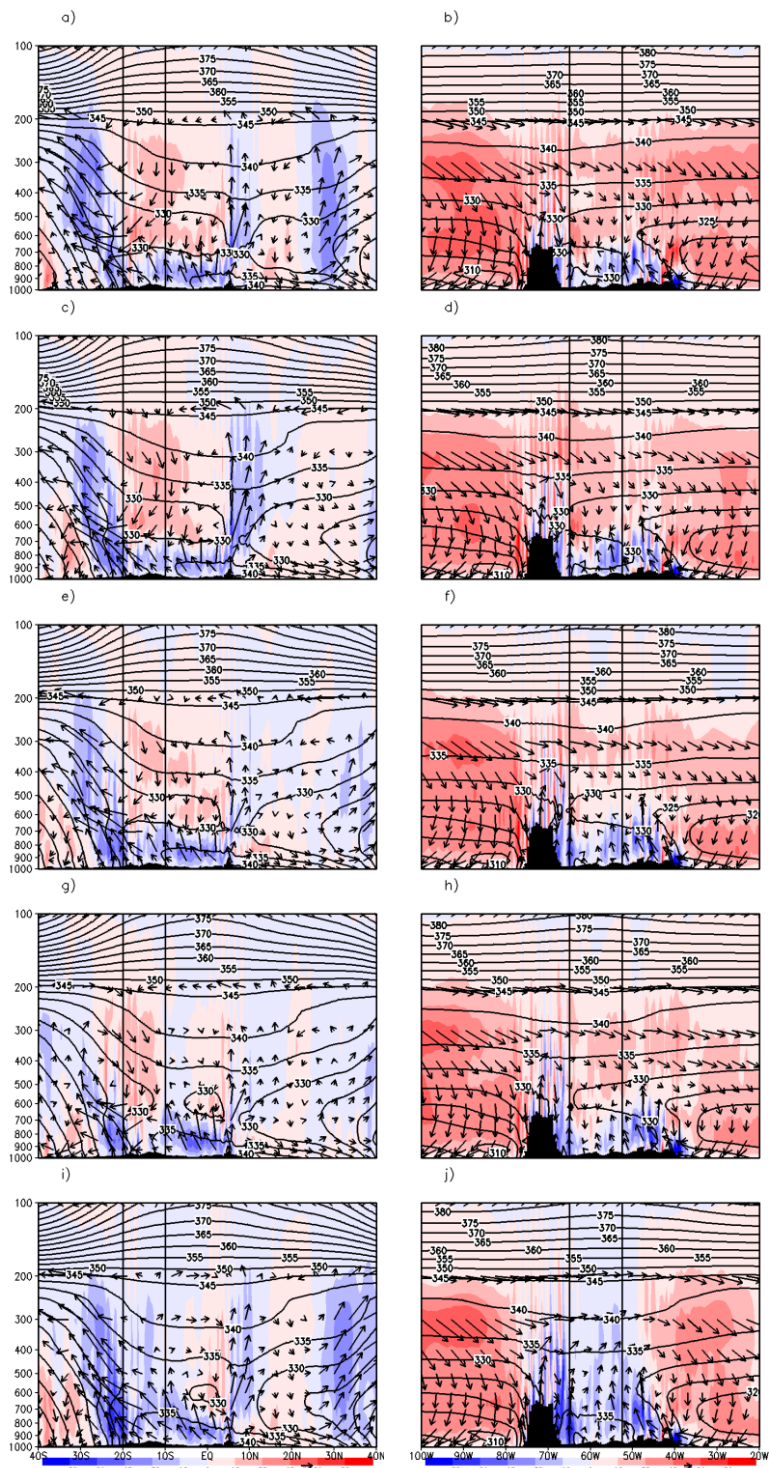
Na categoria P (T), entre as pântadas -4 e -1, o movimento ascendente é mais intenso em latitudes subtropicais (tropicais), possivelmente favorecido pela atuação de sistemas transientes; e a circulação de brisa é menos (mais) intensa próxima ao oceano Atlântico Sul, se comparado com a categoria média climatológica (Figura 4.17a, 4.17c, 4.17e, 4.17g, 4.18a, 4.18c, 4.18e, e 4.18g).

Figura 4.16 – Idem à figura anterior, mas para a data média climatológica de início da estação chuvosa no Sudeste do Brasil no período de 1979-2017.



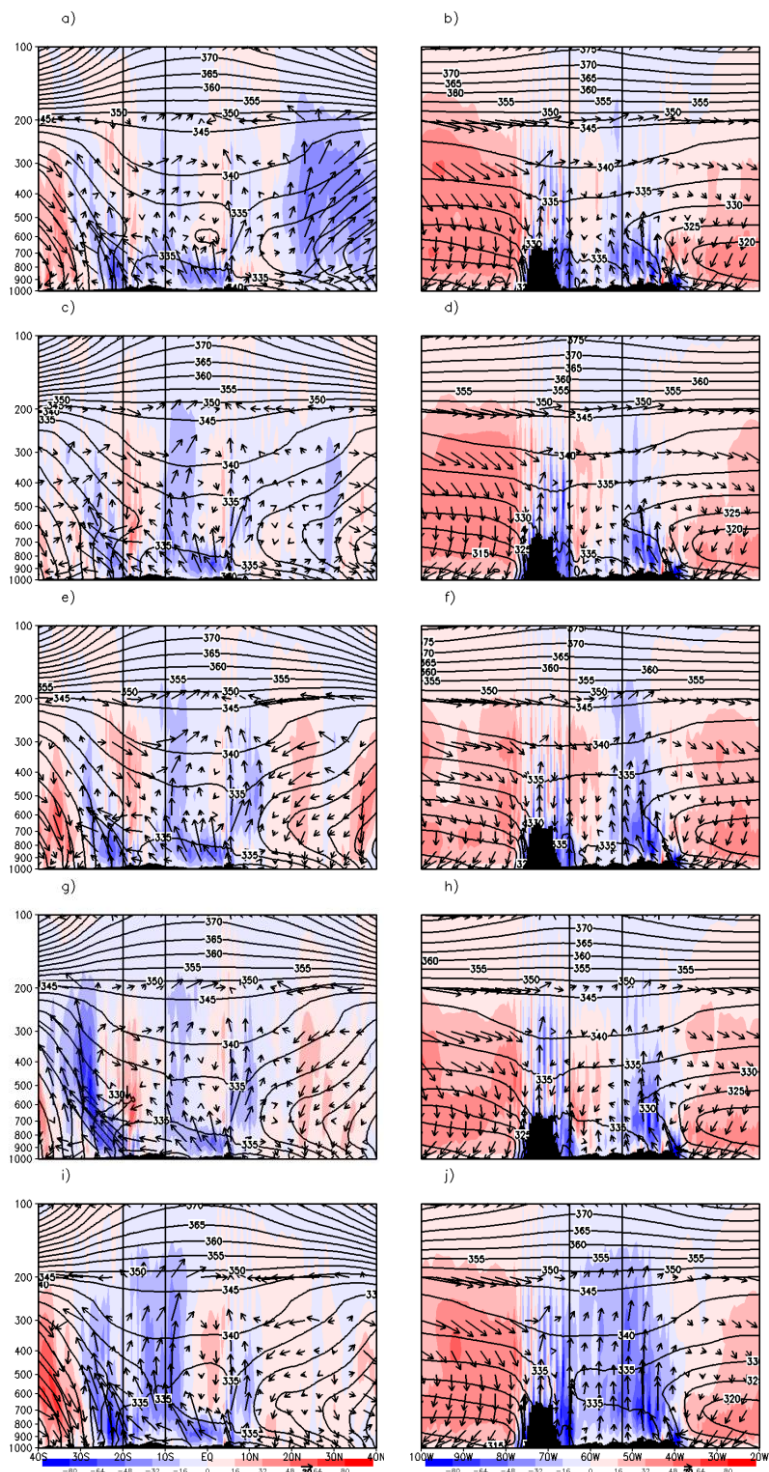
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.17 - Seção vertical da latitude (65°W-52,5°W, coluna à esquerda) e da longitude (10°S-20°S, coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Centro-Oeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.18 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Centro-Oeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Na seção longitudinal e para a pântada -4, o movimento descendente, na região de estudo, é predominante na categoria P, enquanto que na categoria T é possível notar um movimento ascendente a leste da área de estudo (Figura 4.17b e 4.18b, respectivamente).

Nas pântadas -3 e -2, há pouca mudança no padrão de circulação em ambas as categorias. Nota-se apenas a intensificação do movimento ascendente na região tropical da AS (Figura 4.18c) e a leste da área de estudo (Figura 4.18f) na categoria T.

Na pântada -1, o padrão ainda se mostra com poucas mudanças, com exceção da região ao sul da área de estudo, que há um expressivo aumento na intensidade do movimento ascendente (Figura 4.18g). Por fim, com a chegada do IEC, há a conexão entre os ramos ascendentes das células de Hadley regional e da brisa marítima de maior escala em ambas as categorias, sendo que na categoria T tais movimentos são mais intensos.

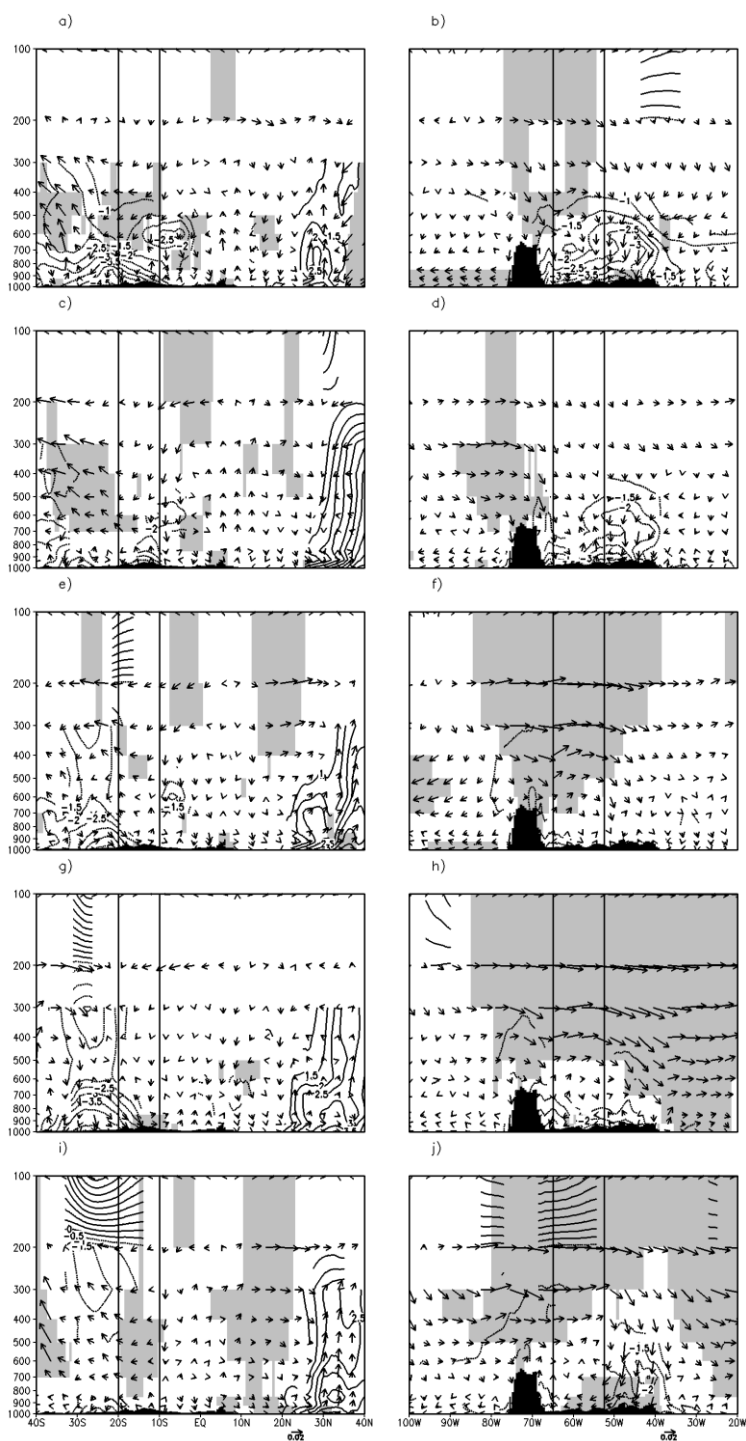
Nessas seções verticais também foram analisadas as anomalias estatisticamente significativas, ao nível de 90% de confiança, das componentes do vento e de θ_e para uma maior compreensão do comportamento e da evolução dessas variáveis nas categorias P e T (Figura 4.19 e 4.20, respectivamente).

Na categoria P, em geral, as áreas com valores significativos da anomalia do vento, ao nível de 90% de confiança, aumentam com a aproximação do IEC principalmente na seção longitudinal (coluna à direita) e são predominantes nos níveis médios e altos da atmosfera (< 500 hPa).

Por outro lado, quanto mais próximo da data de IEC, é possível perceber uma diminuição das áreas com θ_e significativo em ambas as seções analisadas e, principalmente, sobre a área de estudo. Nota-se, também, que os valores de θ_e são inferiores à média climatológica do período.

Analisando a categoria T, o padrão das anomalias significativas do vento é semelhante à seção longitudinal (Figura 4.20, coluna à direita) da categoria P (Figura 4.19, coluna à direita), porém na seção latitudinal (Figura 4.20, coluna à esquerda) nota-se maiores áreas com vento significativo quando comparada à categoria supracitada.

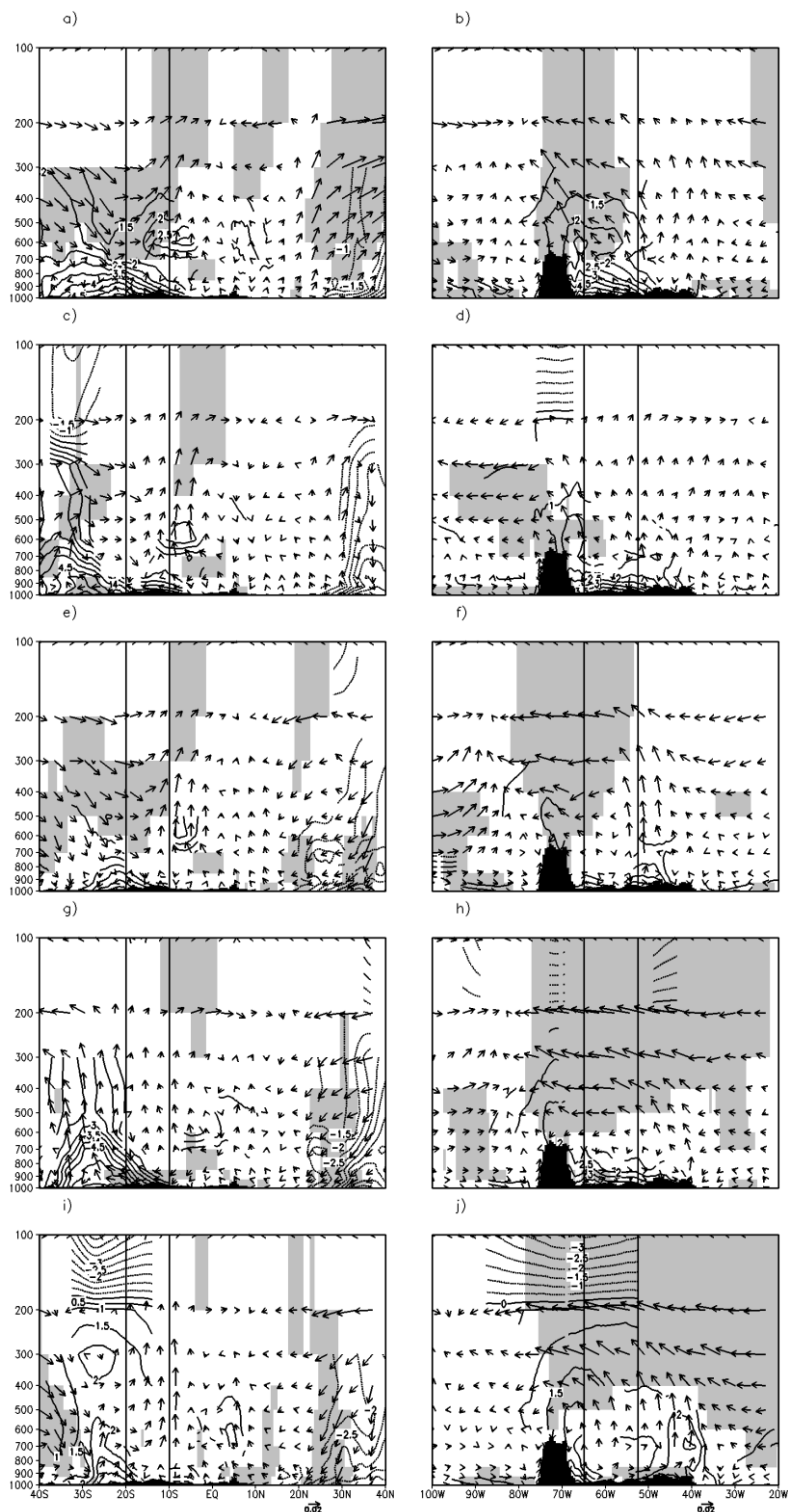
Figura 4.19 - Anomalias das componentes do vento (vetor) e da temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Centro-Oeste do Brasil.



O campo sombreado e os contornos mostram a significância estatística ao nível de 90% de confiança para o vento e θ_e , respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.20 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Centro-Oeste do Brasil.



O campo sombreado e os contornos mostram a significância estatística ao nível de 90% de confiança para o vento e θ_e , respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, no que diz respeito à evolução da θ_e , percebe-se um padrão oposto à categoria anterior, ou seja, os valores de θ_e são maiores do que a média climatológica do período.

Assim nota-se que, com a aproximação do IEC da região, a atmosfera torna-se mais umidificada do que notada em pântadas anteriores, fazendo com que os seus contrastes (ou seja, os gradientes de θ_e) diminuam. Além disso, na categoria P (T), devido ao início precoce (tardio) das EC nesta categoria, tais valores também se mostram inferiores (superiores) aos notados na média climatológica do período.

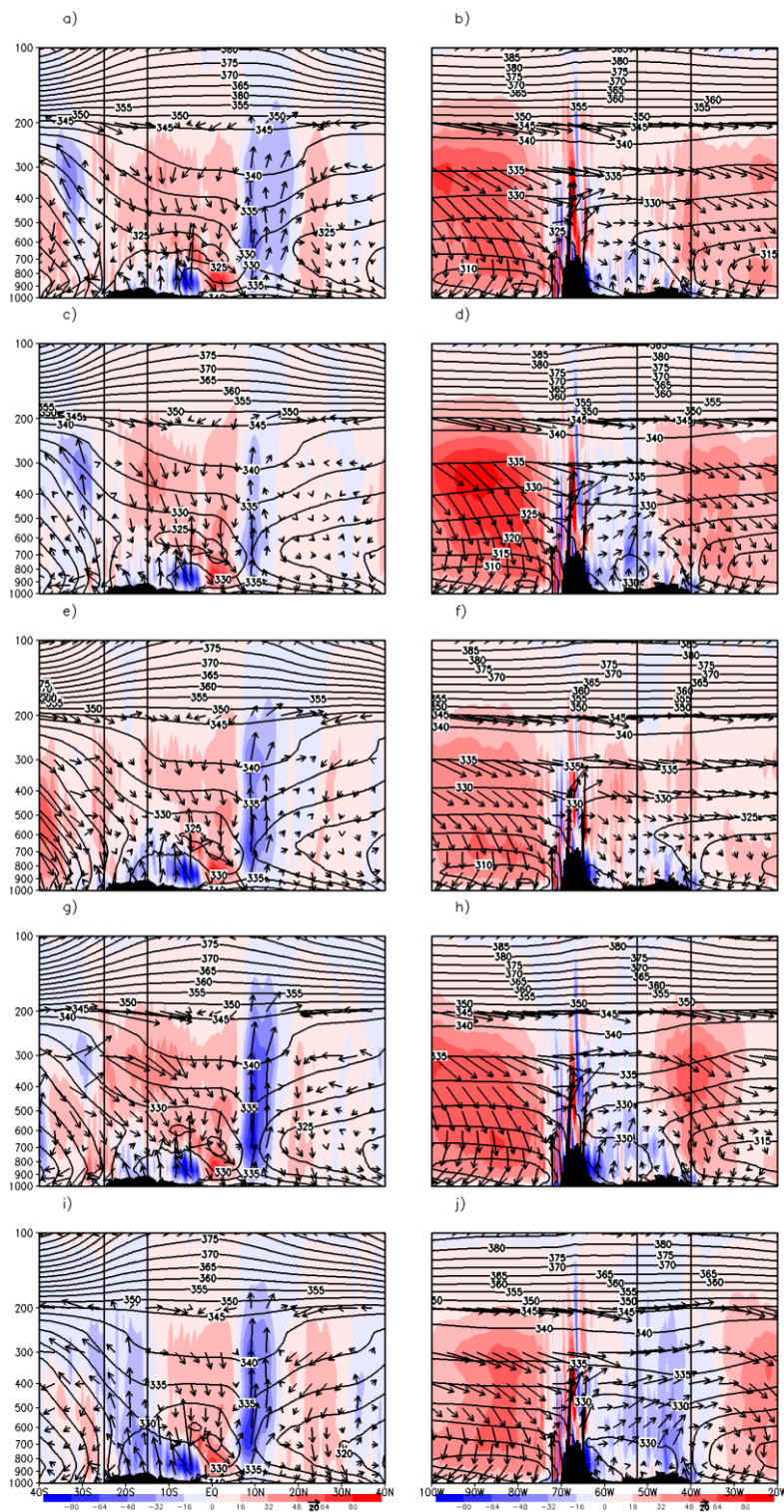
Em suma, nas seções verticais da categoria P (T) nota-se a predominância de vento de norte (sul) em baixos níveis sobre a área de estudo; ventos de oeste (leste) nos níveis superiores da atmosfera; e durante o IEC há ventos anômalos de leste (oeste) na superfície semelhante ao padrão de brisa marítima (continental).

Para o SEB, analisando os padrões médios descritos durante as categorias P (Figura 4.21) e T (Figura 4.22) é possível notar perfis muito próximos daqueles identificados nas pântadas que antecedem a data de IEC média climatológica.

De modo geral, os ramos ascendentes e subsidentes dadas pela ZCIT e atuação das altas subtropicais estão presentes em ambas as categorias, porém destaca-se que os movimentos ascendentes (subsidentes) mais intensos nas seções latitudinais e longitudinais são notados na categoria T (categoria P) quando comparados às condições durante a data de IEC média climatológica. Destaque a pântada -4 na categoria T, onde é possível notar movimento ascendente intenso no SEB em ambas as seções verticais, porém esse padrão dinâmico não se mantém, impossibilitando que haja o IEC na região de estudo (Figuras 4.22a e 4.22b).

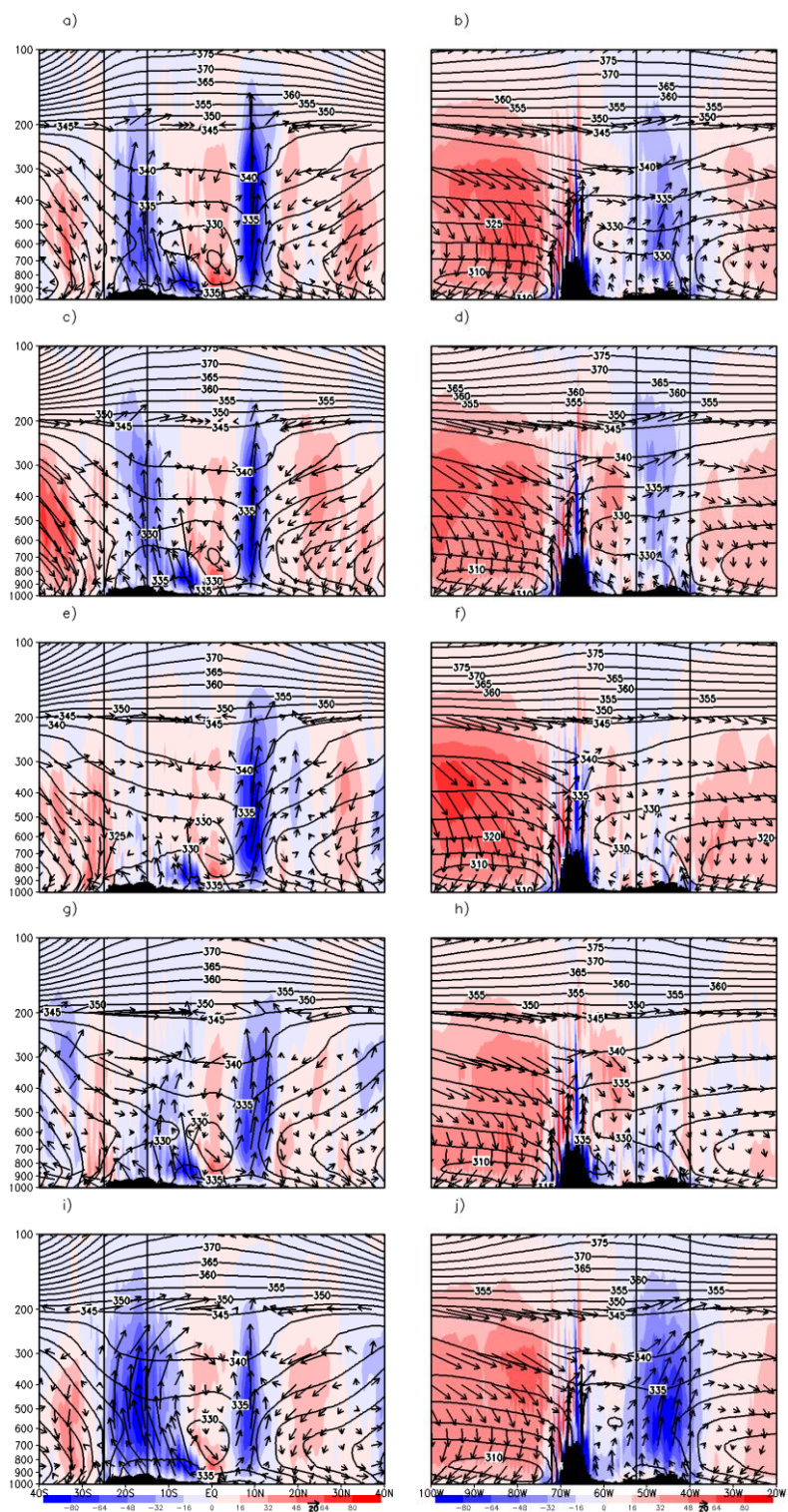
Além disso, é possível notar também que o padrão de circulação é mais (menos) constante na categoria P (categoria T), ou seja, os ramos ascendentes/descendentes da circulação de grande escala no domínio analisado apresentam menor (maior) variabilidade entre as pântadas investigadas.

Figura 4.21 - Seção vertical da latitude (65°W-52,5°W, coluna à esquerda) e da longitude (10°S-20°S, coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.22 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Neste contexto, as Figuras 4.23 e 4.24 auxiliam numa análise mais detalhada das diferenças nas categorias P e T das datas de IEC no SEB, pois exibem as anomalias das componentes do vento e da θ_e com significância estatística ao nível de 90% de confiança.

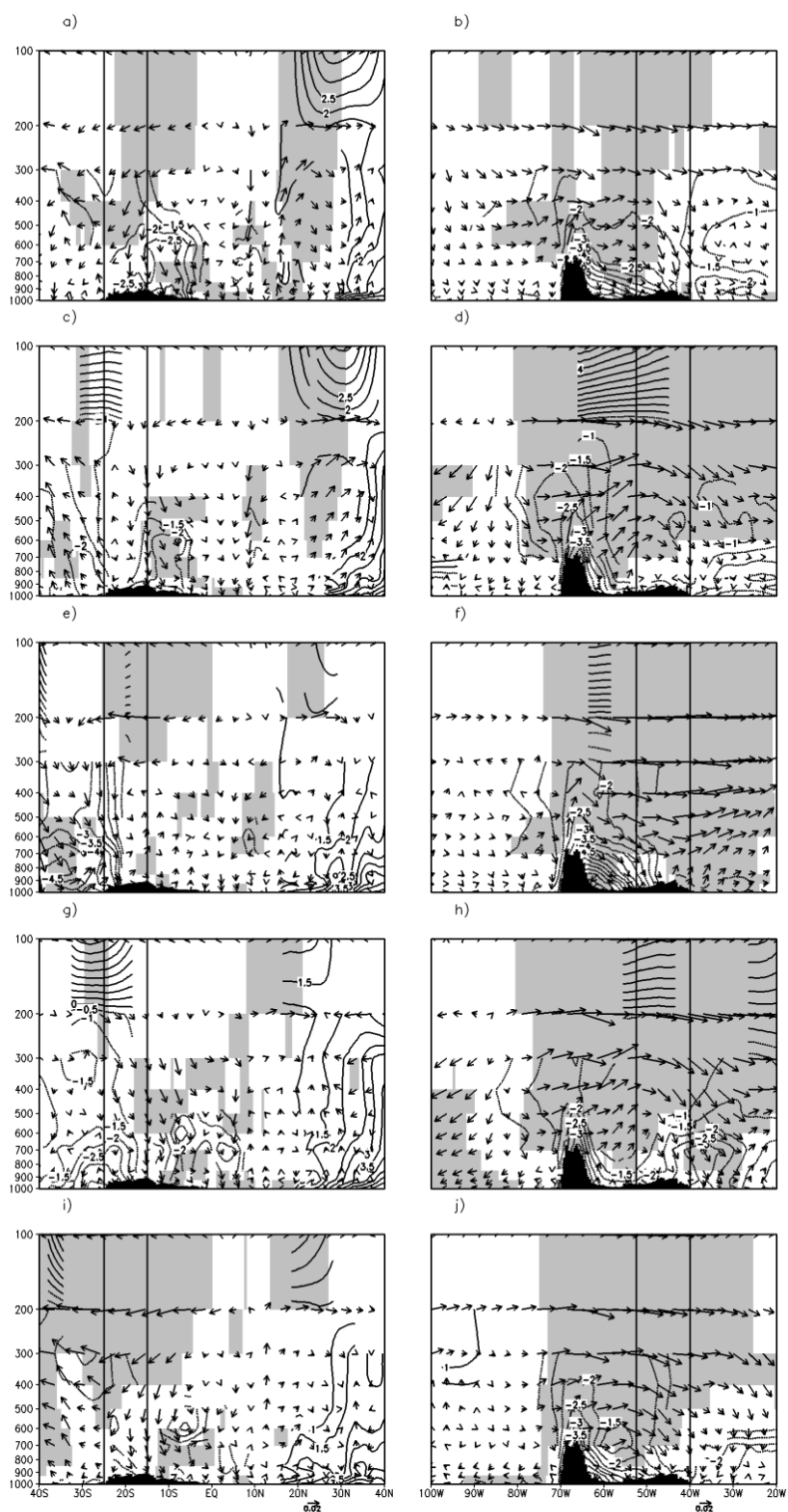
Assim, nota-se que na categoria P há grandes áreas com anomalias significativas do vento na seção longitudinal, principalmente em altos níveis da troposfera. Na seção latitudinal é possível perceber que os valores significativos da anomalia do vento se encontram na faixa subtropical em ambos os hemisférios, que diminuem de intensidade com a aproximação da data de IEC da região de estudo. Durante o IEC, os valores significativos concentram-se no HS, principalmente em médios e altos níveis da troposfera, sendo predominantemente de norte (Figura 4.23j).

Os valores significativos das anomalias de θ_e apresentam sinal negativo, o que indica uma atmosfera menos aquecida e úmida se comparada as condições médias climatológicas para o IEC do SEB. Esses valores podem ser notados na pântada -4, -3 e -1 próximo à superfície na região tropical do HS (Figuras 4.23a, 4.23c e 4.23g, respectivamente) e nas pântadas -2 e data de IEC (Figuras 4.23e e 4.23j) na região subtropical.

Na seção longitudinal, os valores negativos da anomalia de θ_e encontram-se à leste da cordilheira dos Andes e as anomalias do vento são predominantemente de oeste em médios e altos níveis da troposfera, em todas as pântadas analisadas.

O padrão de distribuição da área com anomalias significativas do vento na categoria T é similar ao identificado na categoria P, porém com menores áreas na seção latitudinal. Em contrapartida, a área na seção longitudinal com valores significativos aumenta a partir da pântada -3, principalmente sobre a região de estudo (Figuras 4.24f, 4.24h e 4.24j).

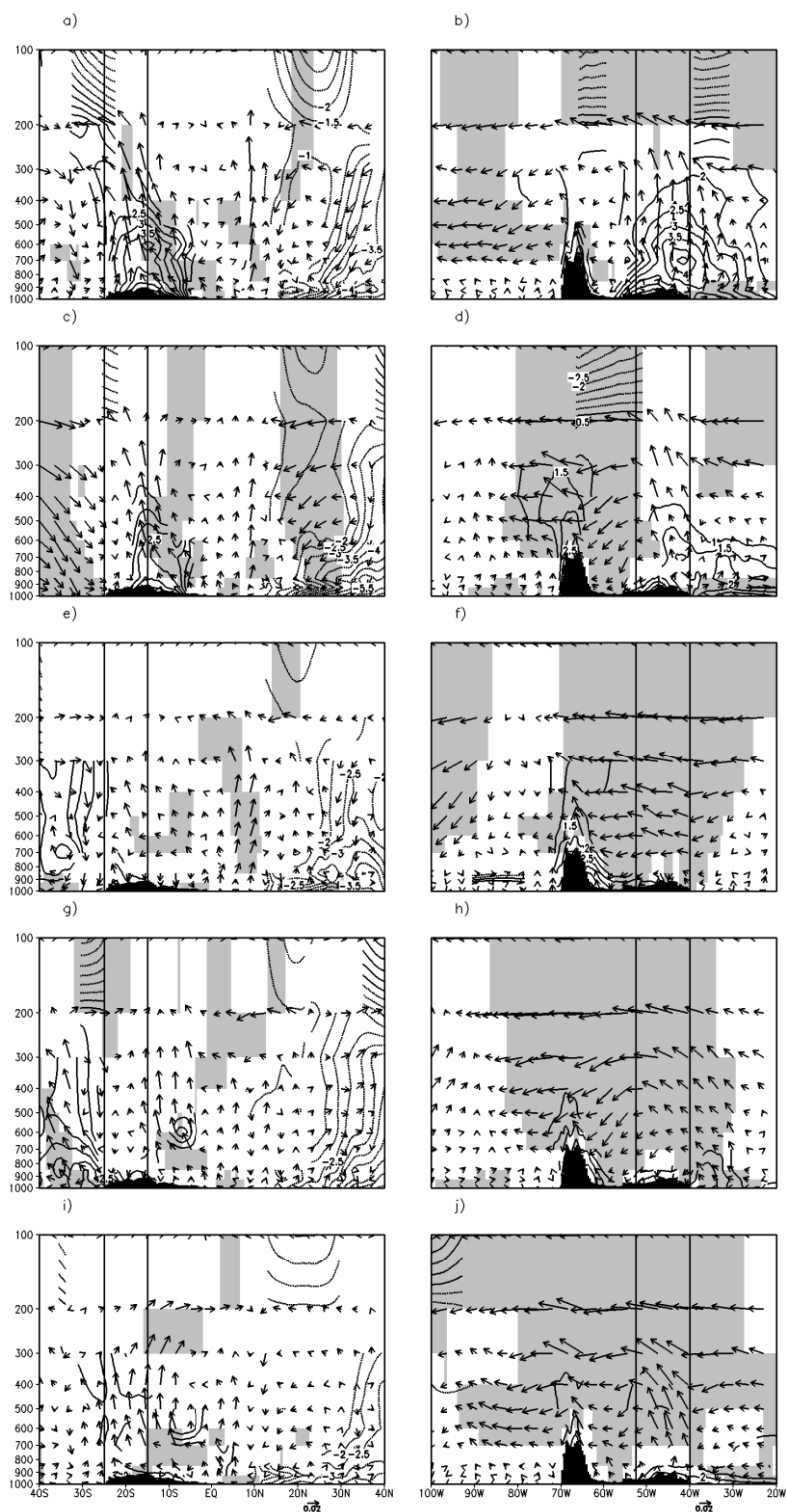
Figura 4.23 - Anomalias das componentes do vento (vetor) e da temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa na categoria precoce do Sudeste do Brasil.



O campo sombreado e os contornos mostram a significância estatística ao nível de 90% de confiança para o vento e θ_e , respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.24 - Idem à figura anterior, mas para a data de início da estação chuvosa na categoria tardia do Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Valores positivos das anomalias de θ_e estão presentes principalmente nas pântadas -4 e -3, em ambas as seções, indicando que em tais pântadas a atmosfera sobre a região de estudo já se mostra mais quente e úmida se comparada a condição média climatológica (Figuras 4.24a, 4.24b, 4.24c e 4.24d).

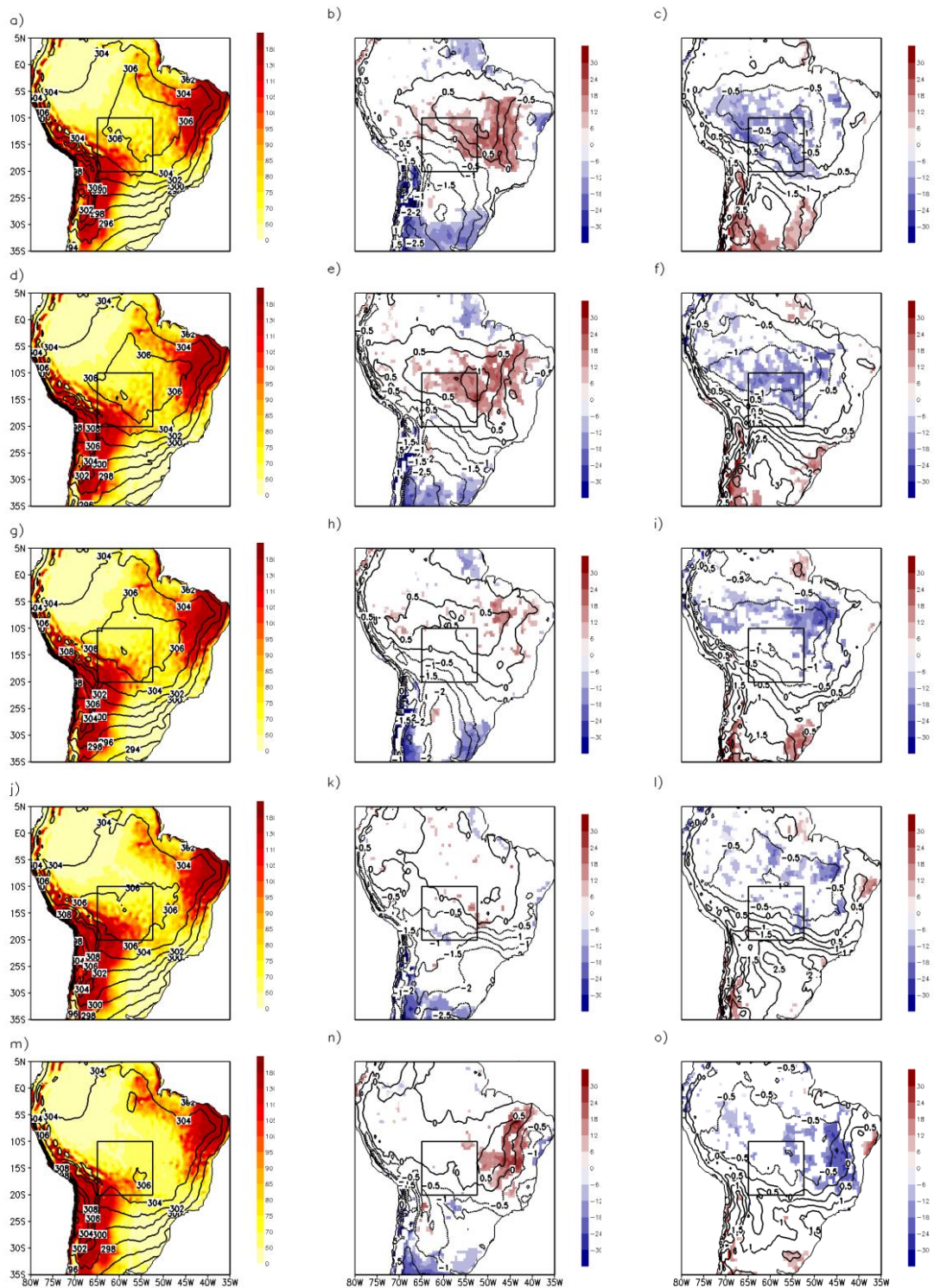
Nas pântadas subsequentes o padrão é modificado, ficando próximo à média climatológica. Por fim, ao contrário do perfil visto na categoria P, as anomalias significativas do vento são predominantemente de leste em todas as pântadas analisadas.

4.4 Compostos das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil: Fluxos de calor de superfície e umidade no solo

Apesar dos padrões dinâmicos de grande escala serem importantes no desenvolvimento do SMAS, os processos físicos de superfícies também apresentam grande relevância dentro do sistema (COLLINI et al., 2008). Desta maneira, também foram analisados os compostos médios do fluxo de calor sensível de superfície e temperatura potencial em 925 hPa (Figura 4.25 e 4.28); do fluxo de calor latente de superfície e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (Figura 4.26 e 4.29); e da umidade do solo até 2 metros de profundidade e umidade específica em 925 hPa (Figura 4.27 e 4.30) para a data média climatológica de IEC, além das categorias P e T, no COB e SEB. Assim como já comentado, a categoria M apresentou um padrão próximo à média climatológica (Figura não mostrada). Nas categorias P e T são apresentados somente as anomalias significativas dos fluxos de calor e umidade do solo ao nível de 90% de significância, similar ao cálculo e abordagem descritos nas seções 4.2 e 4.3.

Na Figura 4.25 é possível notar que não há grandes mudanças no padrão médio do fluxo de calor sensível da pântada -4 até a data média climatológica de IEC no COB, sendo que, em todas as pântadas analisadas, os maiores valores estiveram localizados majoritariamente no Nordeste do Brasil, sobre a região andina e na porção leste da cordilheira entre as latitudes de 15°S e 35°S. Porém, pelas anomalias significativas das categorias P e T percebe-se padrões distintos quando a EC ocorre precoce ou tardiamente com base na média climatológica.

Figura 4.25 - Fluxo de calor sensível (sombreado) e temperatura potencial em 925 hPa (contorno) de -4 pêntadas à data média climatológica do início da estação chuvosa (coluna à esquerda) e anomalia nas categorias precoce (coluna central) e tardia (coluna à direita) no Centro-Oeste do Brasil de 1979-2017.



Os campos anômalo sombreados mostram a significância estatística ao nível de 90% de confiança.

Fonte: Produção do autor.

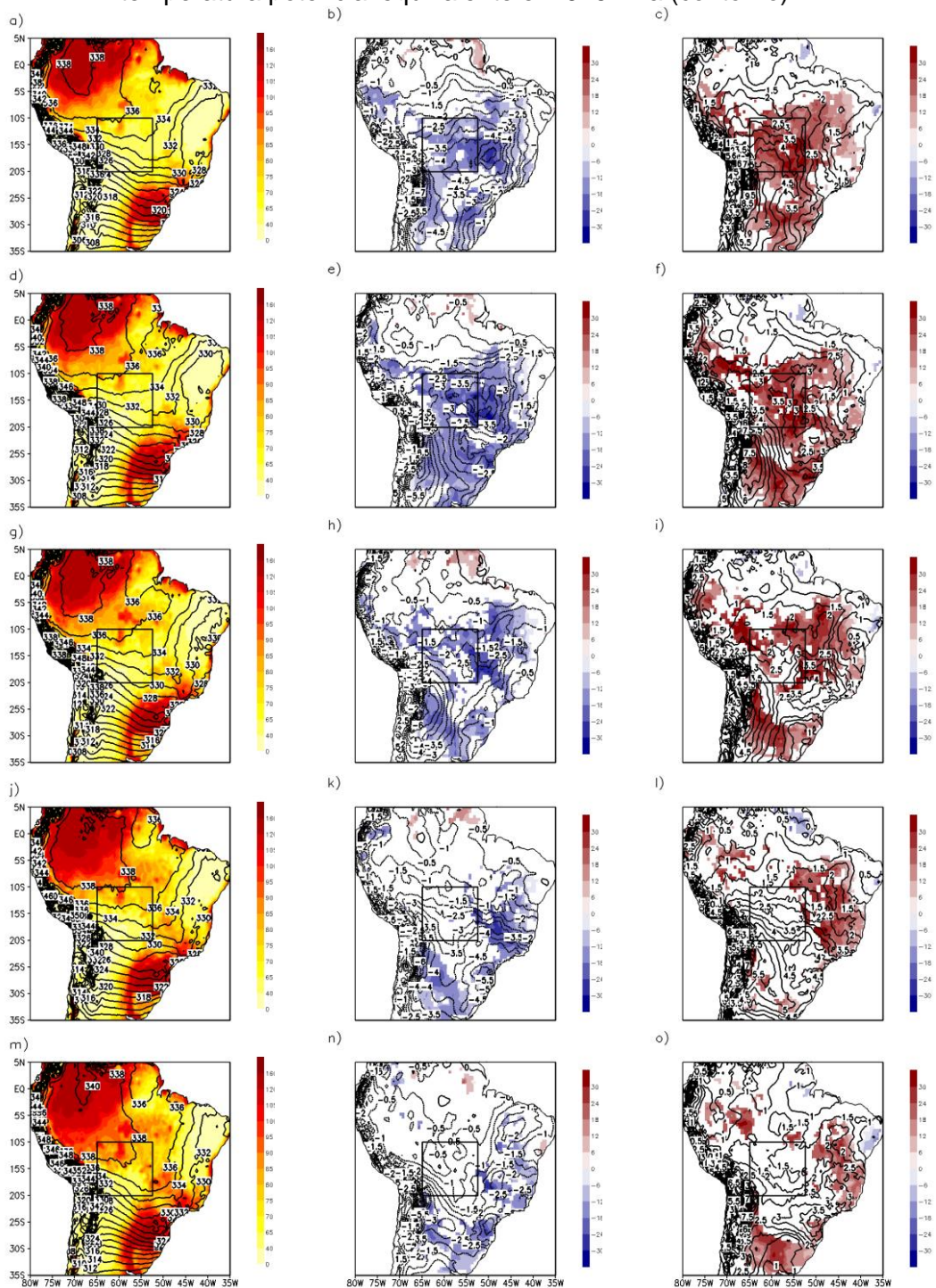
Nota-se que, em todas as pên-tadas analisadas, as anomalias negativas (positivas) estiveram localizadas no sul do continente na categoria P (T). Sobre a região de estudo são notadas anomalias significativas nas pên-tadas -4 e -3. Na categoria P, os valores positivos concentram-se a nordeste da região (Figura 4.25b e 4.25e), enquanto que na categoria T nota-se valores negativos sobre toda a região e a norte da mesma (Figura 4.25c e 4.25f). Com a aproximação do IEC, os valores ficam próximos à média climatológica sobre o COB, porém nota-se que os valores positivos (negativos) mais expressivos na porção tropical continental encontram-se a leste da região de estudo na categoria P (T).

No fluxo de calor latente médio climatológico também não foram notadas grandes variações durante as pên-tadas analisadas. Os maiores valores, neste caso, se concentraram no extremo norte do continente e no sul do Brasil (Figura 4.26). Note que os maiores valores do fluxo de calor latente coincidem com as regiões que apresentaram os dois núcleos de precipitação intensa apresentados na Figura 4.5.

Diferentemente do padrão visto no fluxo de calor sensível, no campo anômalo do fluxo de calor latente os valores significativos concentraram-se no interior do continente sul-americano, com predomínio de valores negativos (positivos) na categoria P (T) em todas as pên-tadas analisadas. Os valores significativos foram notados sobre a região de estudo até a pên-tada -2, sendo que posteriormente, assim como no fluxo anômalo de calor sensível, os valores se aproximaram da média climatológica.

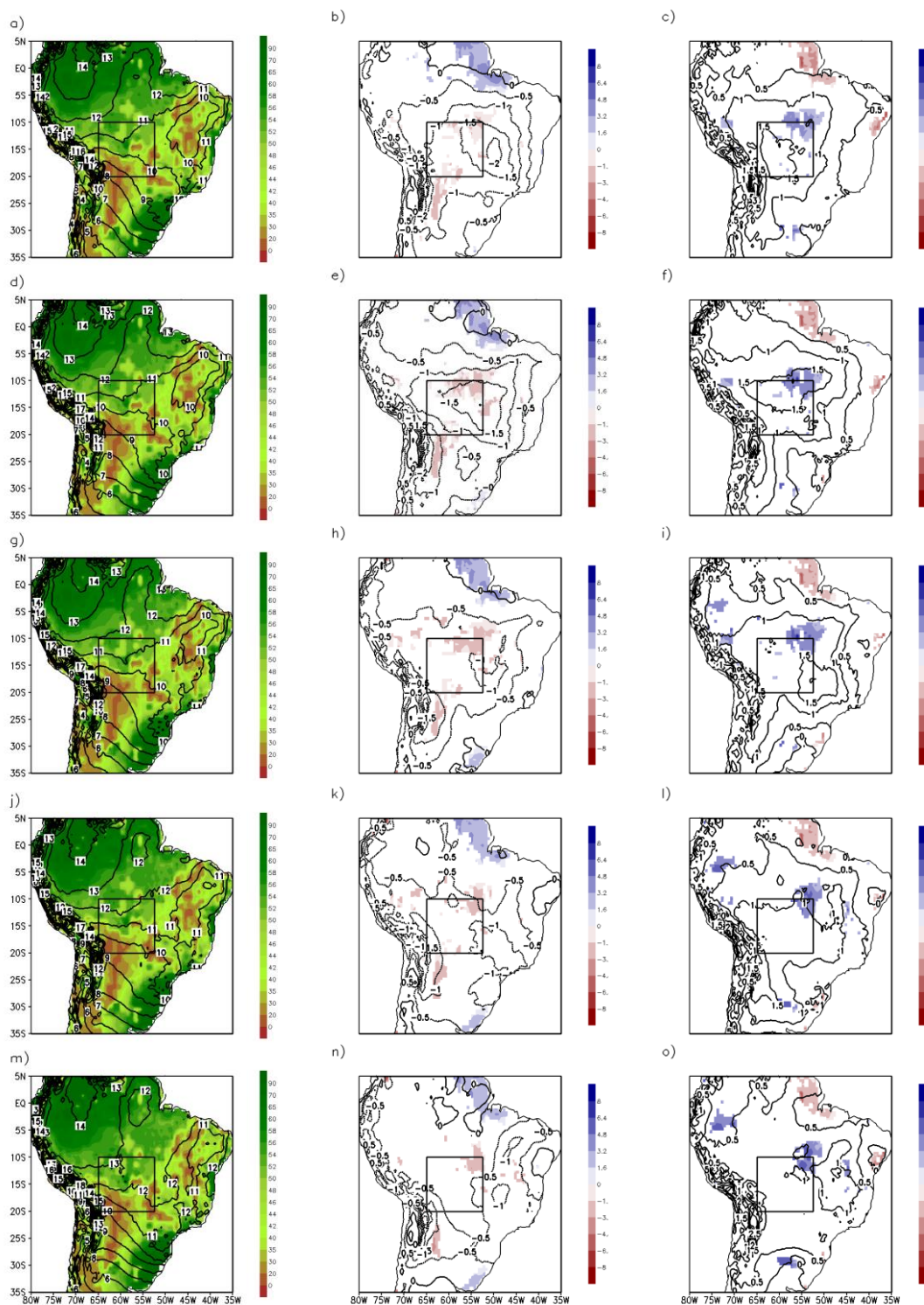
Na Figura 4.27 é apresentado o conteúdo de umidade no solo até 2 metros de profundidade. Neste caso, os maiores valores concentram-se em grande parte do norte e sudeste continente sul-americano, e os menores valores no interior do continente, na região Andina e no Nordeste do Brasil. Essa distribuição corrobora com o padrão de distribuição dos fluxos de superfície, sendo que as regiões mais úmidas apresentam um maior fluxo de calor latente, enquanto que regiões relativamente mais secas contribuem para a intensificação do fluxo de calor sensível.

Figura 4.26 - Idem à figura anterior, mas para o fluxo de calor latente (sombreado) e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (contorno).



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.27 - Idem à figura anterior, mas para o conteúdo de umidade no solo até 2 metros (sombreado) e umidade específica em 925 hPa (contorno).



Fonte: Produção do autor.

Dentre as variáveis de superfície analisadas, o conteúdo de umidade foi a que apresentou a menor variação entre a média climatológica e as categorias P e T. Notou-se valores significativos positivos (negativos) sobre o estado do Amapá e negativos (positivos) a nordeste da região de estudo na categoria P (T) em todas as pântadas analisadas. A possível explicação para as modestas diferenças entre as anomalias e dificuldade de análise da variável seria pelo fato de não poder identificar com exatidão a que profundidade se encontra o maior conteúdo de umidade, podendo ser superficial ou concentrado na profundidade de 2 metros.

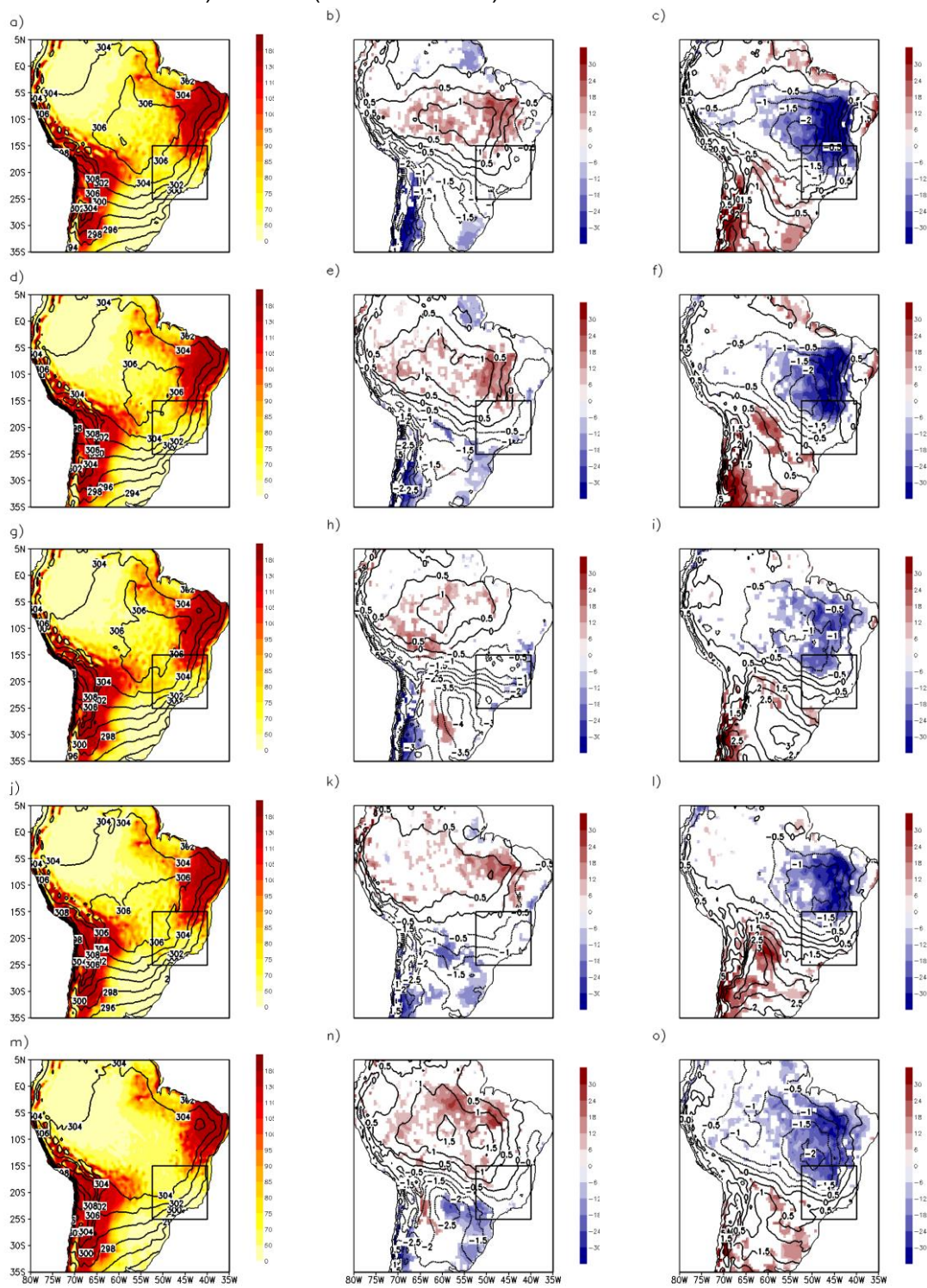
Para a região do SEB, a distribuição média e anômala dos fluxos de calor sensível e latente oriundos da superfície (Figuras 4.28 e 4.29, respectivamente) e do conteúdo de umidade até 2 metros de profundidade (Figura 4.30) também foi analisada, assim como feito na região do COB.

Com base no fluxo de calor sensível da superfície (sombreado) e da θ em 925 hPa (contorno) é possível notar que, em média, os fluxos mais intensos estão sobre os Andes, a leste da cordilheira e no Nordeste do Brasil, devido à elevação do terreno, tipo de solo e vegetação (ZHOU; LAU, 1998; COLLINI et al., 2008). Na região tropical continental há valores mais elevados e homogêneos de θ , contrastando com as latitudes maiores que 25°S, onde os intensos gradientes de θ favorecem a formação e desenvolvimento de sistemas transientes (WALLACE; HOBBS, 2006).

Na categoria P, na maioria das pântadas analisadas, notam-se anomalias significativas positivas (negativas) do fluxo de calor sensível no interior do continente tropical (sudeste do continente). Destaca-se a região que compreende o estado do Amapá, com anomalias negativas de calor sensível que persistem nas pântadas -4 e -3 (Figuras 4.28b e 4.28e).

O padrão notado na categoria T, por sua vez, mostra-se antagônico àquele notado na categoria P, e.g., anomalias significativas positivas (negativas) de fluxo de calor sensível no continente subtropical e extratropical (interior do continente, principalmente próximo da região Nordeste do Brasil).

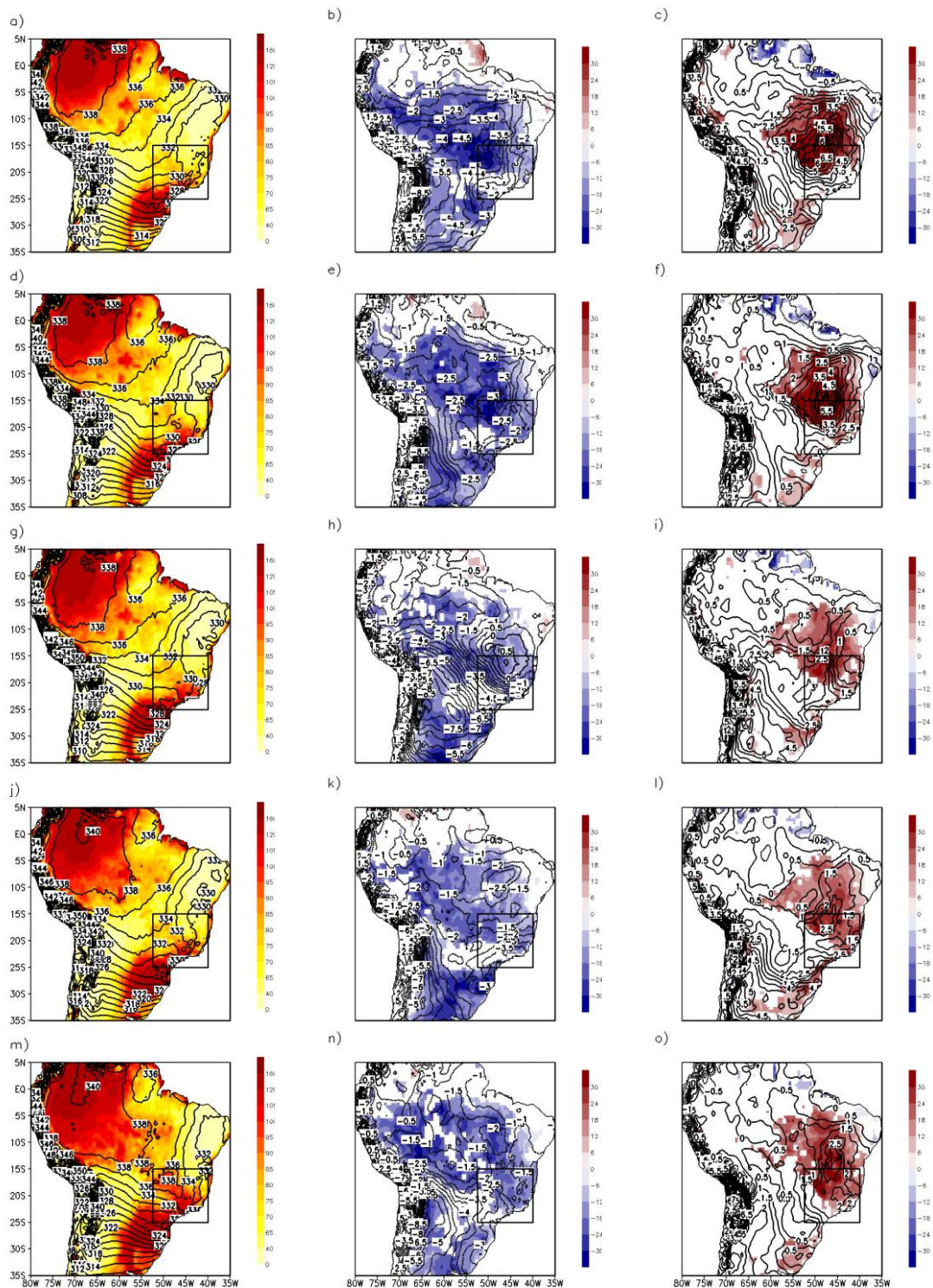
Figura 4.28 - Fluxo de calor sensível (sombreado) e temperatura potencial em 925 hPa (contorno) de -4 pêntadas à data média climatológica do início da estação chuvosa (coluna à esquerda) e anomalia nas categorias precoce (coluna central) e tardia (coluna à direita) no Sudeste do Brasil de 1979-2017.



Os campos anômalos sombreados mostram a significância estatística ao nível de 90% de confiança.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.29 - Idem à figura anterior, mas para o fluxo de calor latente (sombreado) e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (contorno).



Fonte: Produção do autor.

As anomalias de θ são proporcionais à intensidade do fluxo de calor sensível, isto é, onde há maiores (menores) fluxos de calor sensível são notados também anomalias positivas (negativas) de θ , sendo que os gradientes mais intensos desta variável se localizam nas regiões de maior contraste entre os fluxos.

No que concerne o padrão do fluxo de calor latente (sombreado) e θ_e em 925hPa (contorno) nota-se que, em média, os maiores fluxos estão localizados no noroeste e sudeste do continente sul-americano, onde a intensa atividade convectiva é favorecida pela disponibilidade de umidade e incidência da radiação solar nessa época do ano, e pela atividade de sistemas transientes na região sudeste da ASAS, como pode ser notado pelos gradientes mais intensos de θ_e (Figura 4.29).

Além disso, é possível notar que, com a aproximação da data de IEC da região de estudo, há uma expansão da área com fluxos mais intensos de calor latente (Figura 4.29m), principalmente na região localizada a noroeste do continente que se estende para sudeste semelhante ao que ocorre durante o IEC, como pode ser visto na Figura 10 do estudo de Silva e Kousky (2012).

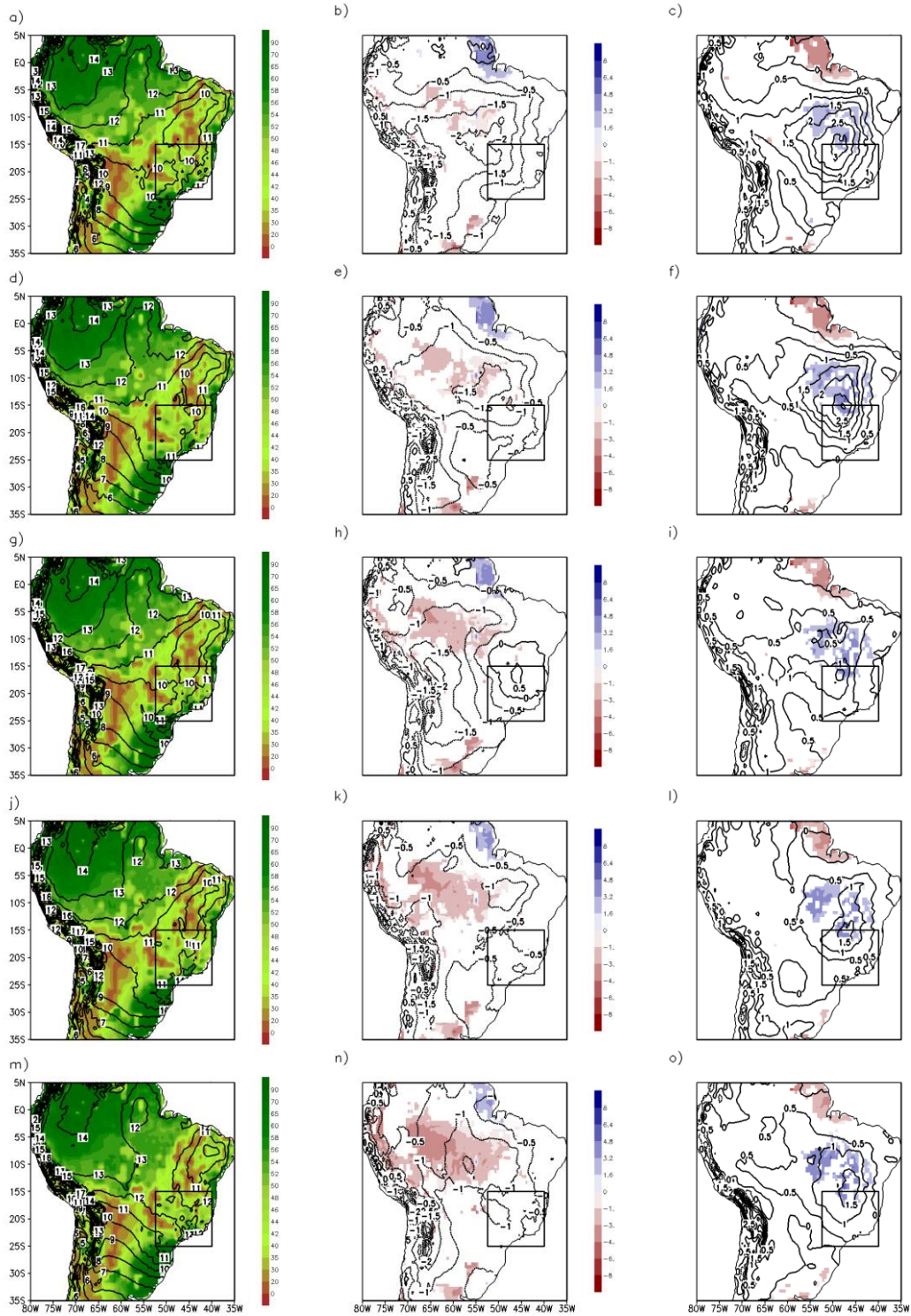
Nas anomalias significativas do fluxo de calor latente na categoria P há um predomínio de valores negativos em todo o interior do continente, ou seja, na categoria P a atividade convectiva e liberação de calor latente de condensação é menor quando comparada às condições médias durante o IEC da região de estudo. Anomalias positivas são notadas somente na região próxima ao estado do Amapá nas pântadas -4, -3 e -2 (Figuras 4.29b, 4.29e e 4.29h).

Por outro lado, na categoria T há um predomínio de fluxo anômalo com valores positivos, principalmente no interior do continente tropical próximo da região Nordeste do Brasil. Valores negativos são notados somente no extremo Norte do país, mais intensos na pântada -4 e -3 (Figuras 4.29c e 4.29f).

O conteúdo de umidade no solo até 2 metros de profundidade (sombreado) apresenta um padrão semelhante àquele notado no fluxo de calor latente, ou seja, maiores valores no noroeste e sudeste do continente e menores a leste da cordilheira dos Andes e na região Nordeste do Brasil. Pela umidade específica

em 925hPa (contorno) nota-se que, em média, há uma diminuição da mesma com o aumento da latitude (Figura 4.30).

Figura 4.30 - Idem à figura anterior, mas para o conteúdo de umidade no solo até 2 metros (sombreado) e umidade específica em 925 hPa (contorno).



Fonte: Produção do autor.

Na categoria P, as anomalias significativas da umidade do solo são pouco expressivas e há um predomínio de valores negativos, com exceção da região Norte, que compreende o estado do Amapá, e o extremo sul do continente. O gradiente de umidade específica em 925hPa é menos intenso se comparado à categoria T.

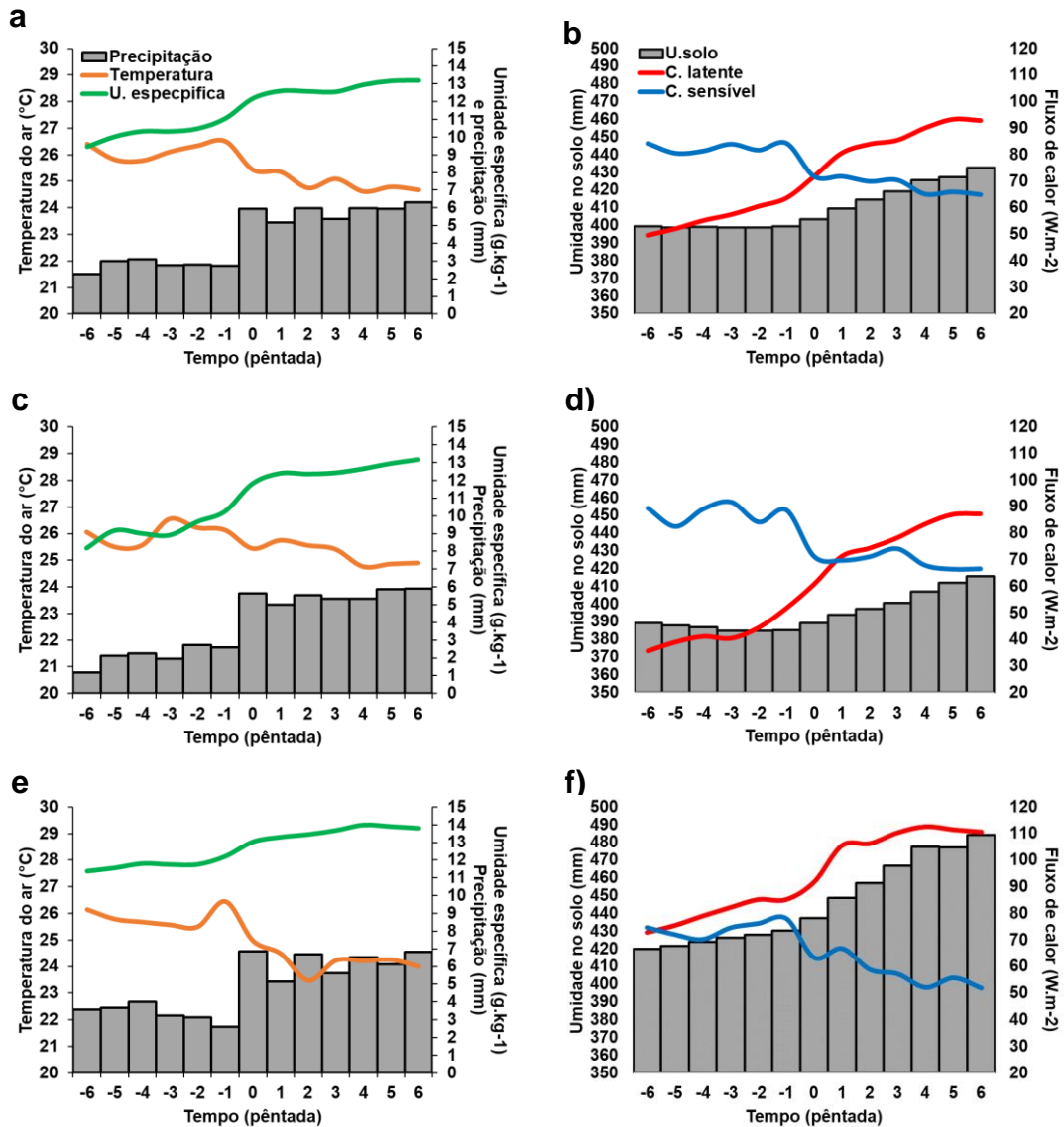
As maiores anomalias da umidade específica em 925hPa, na categoria T, são notadas em aproximadamente 50°W e 15°S, onde também são notadas anomalias positivas significativas de umidade do solo. Valores negativos significativos da umidade do solo estão presentes, principalmente, em parte da costa norte da AS. Em ambas as categorias, não são notadas anomalias significativas na região de estudo na maioria das pântadas analisadas, sendo estas concentradas ao redor desta região.

Com a finalidade de entender a evolução dos fluxos de superfície assim como as variáveis dominantes nas equações destes fluxos, os compostos médios na área da precipitação, da temperatura do ar, da umidade específica, do conteúdo de umidade no solo e os fluxos de calor sensível e de calor latente foram analisados desde a pântada -6 até a pântada 6 da data média climatológica (linha superior) e nas categorias P (linha do meio) e T (linha inferior) no COB, como pode ser visto na Figura 4.31.

Assim como mostrado na Figura 4.3, o IEC no COB é marcado pelo aumento abrupto da taxa de precipitação em todas as categorias. Climatologicamente, a umidade específica em 925 hPa mantém uma leve tendência de aumento nas pântadas que precedem o IEC e um padrão semelhante é notado na temperatura do ar a partir da pântada -4, que atinge seu pico na pântada anterior ao IEC.

A partir da data de IEC, a temperatura decai rapidamente enquanto há o aumento da umidade específica que acompanha perfil na precipitação na região (Figura 4.18a). Os fluxos de calor sensível e latente acompanham os perfis de temperatura e umidade específica, respectivamente (Figura 4.31b).

Figura 4.31 - Evolução da temperatura do ar, umidade específica, ambos em 925 hPa, e precipitação (coluna à esquerda); umidade no solo e fluxos de calor latente e sensível de superfície (coluna à direita) de -6 a 6 pênadas da data de início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil para as categorias: média climatológica (linha superior), precoce (linha central) e tardia (linha inferior).



Fonte: Produção do autor.

Nas pênadas que antecedem o IEC, o fluxo de calor sensível é superior ao fluxo de calor latente, porém com a umidificação da atmosfera pelo transporte de calor e umidade de latitudes mais baixas para a região, o pico da temperatura na pênadas -1 e a umidificação do solo devido à precipitação que ocorrem no período pré-estação chuvosa fazem com que o fluxo de calor latente supere o

calor sensível e domine os fluxos de superfície. Logo, com o aumento das taxas de precipitação, também há o aumento no conteúdo de umidade no solo, o qual mostrava-se praticamente constante nas pântadas anteriores ao IEC.

O perfil da umidade específica na categoria P é similar à média climatológica em todas as pântadas analisadas, porém o pico da temperatura ocorre na pântada -3 (Figura 4.31c). Também há um decaimento na temperatura, porém menos expressivo do que notado na média climatológica.

O fluxo de calor sensível também é superior ao fluxo de calor latente nas pântadas que precedem o IEC, porém com maiores diferenças entre ambos, ou seja, o fluxo de calor latente (sensível) apresenta valores abaixo (acima) da média climatológica. O fluxo de calor latente consegue superar o calor sensível somente a partir da pântada 1, quando também há um modesto aumento no conteúdo de umidade do solo (4.31d).

Na categoria T são notadas as maiores diferenças nos perfis de umidade específica e temperatura e, conseqüentemente, também no padrão dos fluxos de superfície. Enquanto a umidade específica apresenta uma modesta tendência de aumento, já notada nas pântadas que antecedem o IEC por apresentar valores superiores à climatologia, a temperatura do ar tende a diminuir até pântada -2, sendo que na pântada -1 é notado seu valor mais elevado ($\sim 26,5^{\circ}\text{C}$) e cai abruptamente com o IEC. A partir da pântada 3 é possível notar um leve aumento da temperatura e permanece praticamente constante nas pântadas subsequentes (Figura 3.31e).

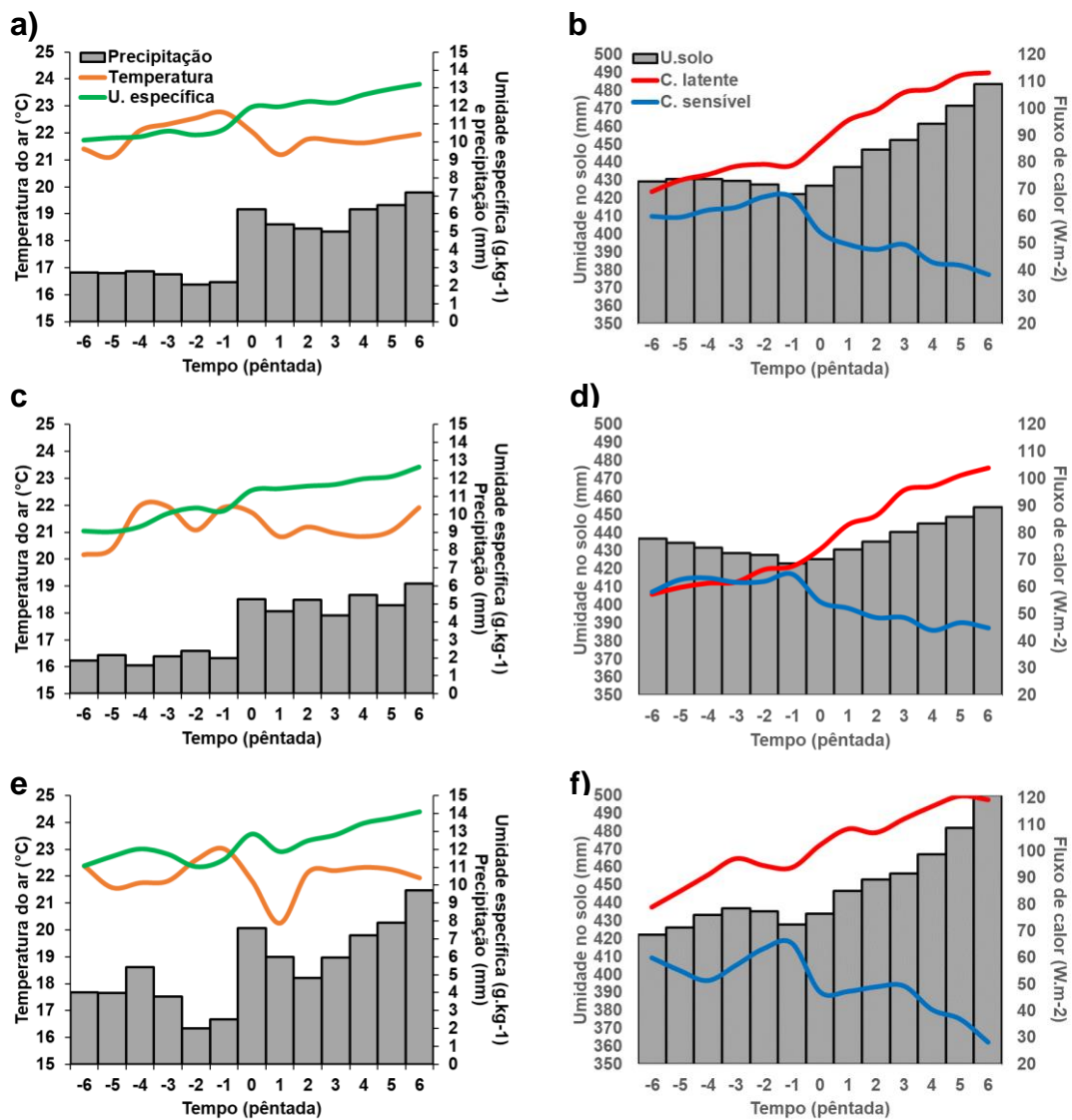
Diferentemente das outras categorias, o fluxo de calor latente é predominante em todas as pântadas analisadas, ao ponto que a umidade no solo também se mostrou mais elevada se comparada às outras categorias (Figura 3.31f). Isso pode ser explicado por essa categoria ocorrer em um período mais próximo do verão austral, quando há maior disponibilidade de calor e umidade na região de estudo que pode influenciar na intensificação dos fluxos de superfície.

De modo geral, dadas as condições de superfície e da atmosfera adjacente, para o IEC é necessário um aumento gradativo na umidade específica, função exercida majoritariamente pelo transporte de umidade de latitudes mais baixas,

seguido de um pico da temperatura que aumenta a instabilidade na região e dispara a convecção auxiliada pelas condições dinâmicas regionais e de grande escala.

Equivalente à análise feita na região do COB, os compostos da precipitação; da temperatura do ar e umidade específica, ambos em 925 hPa; do conteúdo de umidade no solo; e os fluxos de superfície desde a pênstada -6 até a pênstada 6 da data média climatológica (linha superior) e nas categorias P (linha do meio) e T (linha inferior) no SEB, como pode ser visto na Figura 4.32.

Figura 4.32 – Idem à figura anterior, mas para o Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

O IEC no SEB também é marcado pelo aumento abrupto da taxa de precipitação em todas as categorias, como visto anteriormente na Figura 4.4b. Climatologicamente, a umidade específica mantém uma leve tendência de aumento nas pântadas que precedem o IEC e um padrão semelhante é notado na temperatura do ar a partir da pântada -4, que atinge seu pico na pântada anterior ao IEC (Figura 4.32a).

Entre a pântada -1 e 1, a temperatura decai aproximadamente 2°C na pântada 1, seguido de um pequeno aumento e permanência a uma temperatura média de 21,5°C a partir da pântada 2. Concomitantemente, há o aumento da umidade específica que acompanha perfil da precipitação na região (Figura 4.32a).

Na categoria P é possível ver dois picos no perfil da temperatura antes da data de IEC na região de estudo (Figura 4.32c). Esses picos são notados nas pântadas -4 e -1, seguidos de uma modesta queda e pouca oscilação após a pântada 2. Na categoria T percebe-se um pico acentuado e um outro secundário na temperatura do ar em 925 hPa antes do IEC, notado na pântada -1 e -4, respectivamente (Figura 4.32e). Após um decaimento de aproximadamente 3°C na pântada +1 pode ser notado um segundo pico de temperatura, porém menos intenso, na pântada +2 e que permanece constante nas pântadas subsequentes.

Como a umidade específica (temperatura) é uma variável dominante na equação do fluxo de superfície, o perfil dessa variável influencia diretamente o comportamento do fluxo de calor latente (sensível), sendo que este padrão também reflete no comportamento da umidade no solo. Em média, o conteúdo de umidade no solo tem pouca oscilação nas pântadas anteriores à data de IEC, a qual tende a aumentar com o início, com destaque para a categoria T onde o aumento é bastante expressivo (Figura 3.32f).

Climatologicamente, os fluxos de calor latente e sensível tendem a aumentar até a data de IEC, sendo que posteriormente assumem um comportamento inversamente proporcional, ou seja, após o IEC há um aumento (declínio) do fluxo de calor latente (sensível) que persiste nas pântadas subsequentes como pode ser visto na Figura 4.32a. Esse padrão também pode ser notado nas categorias P e T, porém com algumas diferenças.

Na categoria P (T) há menores (maiores) diferenças entre os dois fluxos entre a pênstada -4 e a data de IEC, como pode ser visto na Figura 4.32d (Figura 4.32f). Destaque para o fluxo de calor sensível na categoria P que se mostra mais elevado do que o fluxo de calor latente até a pênstada -4, sendo superado por este nas pênstadas subsequentes, similar à média climatológica.

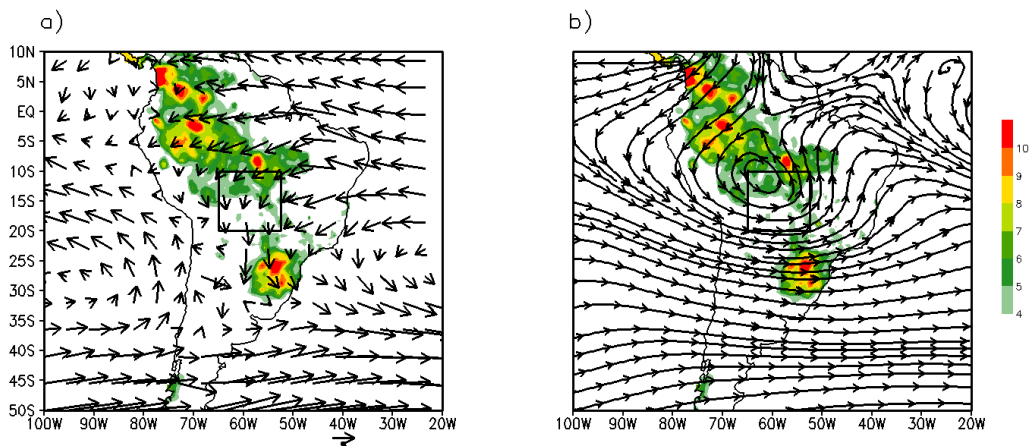
4.5 Compostos dos casos tardios nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil

Complementarmente, mostrou-se pertinente investigar as condições dinâmicas e físicas da região de estudo na categoria T e entender quais os motivos que o IEC não ocorreu na data média climatológica em ambas as regiões de estudo. Sabendo que a data média climatológica do IEC no COB e SEB coincidem, ou seja, ocorrem na pênstada 60, foram gerados os compostos das mesmas variáveis anteriormente analisadas para esta data nos anos em que o IEC se mostrou tardio, ou seja, 1979, 1980, 1982, 1986, 1994, 1995, 2002, 2003, 2011, 2012, 2014, 2016 e 2017 para o COB e 1979, 1980, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1990, 1993, 1997, 2011 e 2016 para o SEB.

Na Figura 4.33 é mostrado a distribuição média da precipitação, assim como as componentes horizontais do vento em 850 hPa e 200 hPa (Figuras 4.33a e 4.33b, respectivamente) na pênstada 60 nos anos que compõem a categoria T no COB.

Neste período, a precipitação mostra-se concentrada no Noroeste e Sul do Brasil e taxas de acima de 4 mm.dia^{-1} são notadas somente porção norte do COB. O vento em 850 hPa é predominantemente de norte e ainda não é notada a intensificação da componente zonal do vento de oeste característico do IEC na região (GAN et al., 2004, 2006; RAIA; CAVALCANTI, 2008). Em altos níveis, o anticiclone na troposfera superior, por sua vez, localiza-se ao norte de sua posição climatológica, acompanhando a máxima atividade convectiva (Figura 4.33b).

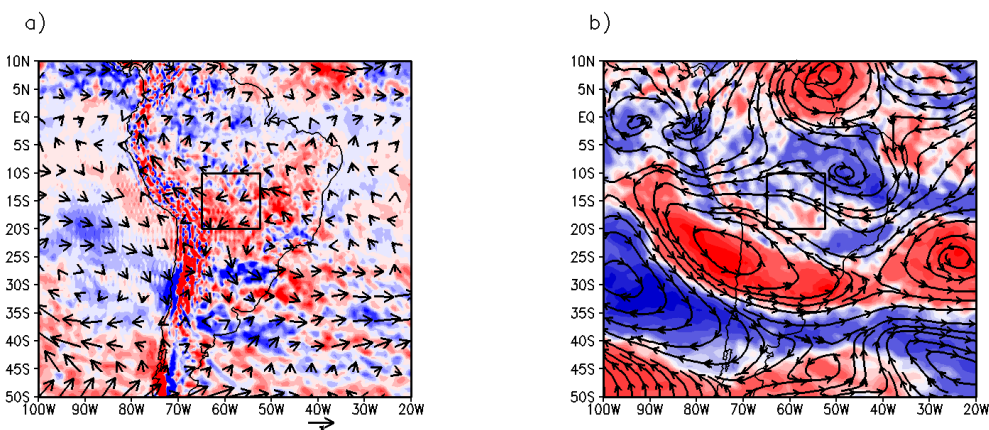
Figura 4.33 - Precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor) e circulação em 200 hPa na pênstada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Centro-Oeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Os campos anômalo para este período são apresentados na Figura 4.34. Assim, as anomalias do vento em 850 hPa explicitam o predomínio da componente zonal anômala de leste e de sudeste na região Amazônica, além de os movimentos subsidentes em 500 hPa em grande parte da região de estudo (Figura 4.34a). Esse movimento vertical é suportado pela influência de uma vorticidade ciclônica anômala em 200 hPa sobre o interior do continente (Figura 4.34b).

Figura 4.34 – Anomalias do (a) vento horizontal em 850 hPa (vetor) e do ω em 500 hPa (sombreado), e (b) circulação anômala (linhas de corrente) e vorticidade relativa anômala (sombreado) em 200 hPa na pênstada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Centro-Oeste do Brasil.

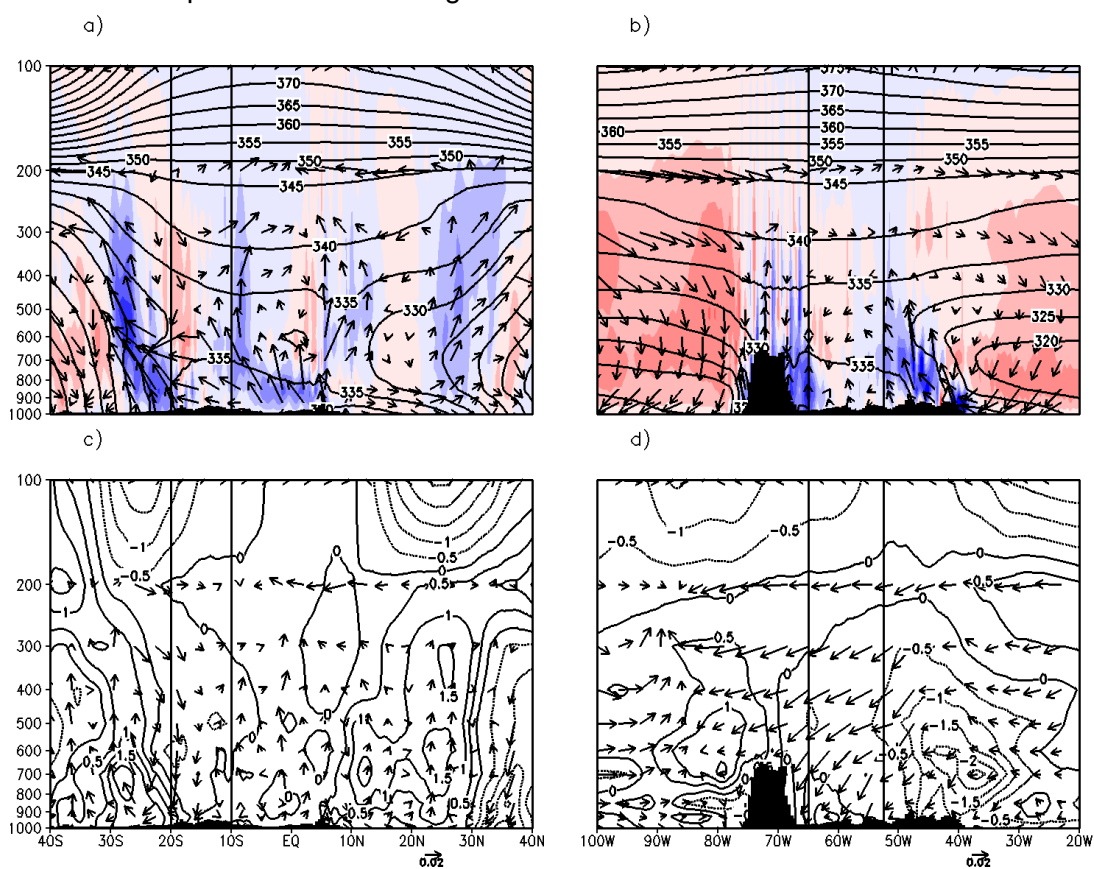


O campo sombreado azul (vermelho) representa valores negativos (positivos).

Fonte: Produção do autor.

As características dinâmicas verticais neste período foram analisadas nas seções médias na latitude e longitude (Figuras 4.35a e 4.35b, respectivamente) das componentes do vento e θ_e , assim como suas anomalias (Figuras 4.35c e 4.35d).

Figura 4.35 - Campo médio (superior) e anomalias (inferior) da seção vertical da latitude (coluna à esquerda) e da longitude (coluna à direita) do vento (vetor) e da temperatura potencial equivalente (contorno) na pêneta 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Centro-Oeste do Brasil.



O campo sombreado azul (vermelho) representa valores negativos (positivos).

Fonte: Produção do autor.

Na seção latitudinal, os movimentos ascendentes mais pronunciados são notados ao norte e ao sul da região de estudo, corroborando com as regiões com maiores taxas de precipitação (Figura 4.35a). Contudo, apesar do COB já apresentar um padrão de θ_e semelhante à média climatológica, i. e., calor e umidade suficientes para ter o IEC, as condições dinâmicas como a conexão da célula região de Hadley e a circulação de brisa ainda não estão bem

estabelecidas, sendo enfatizado pelo movimento subsidente anômalo notado, principalmente, na seção longitudinal (Figura 4.35d).

Os fluxos médios de superfície mostraram-se padrões semelhantes à condição média climatológica, por exemplo, expressivo fluxo de calor sensível no Nordeste do Brasil e região andina e de calor latente no Noroeste e Sul do País, sendo que as últimas regiões também apresentaram elevado conteúdo de umidade no solo (Figura 4.36a, 4.36c e 4.36e). Assim, pelo campo anômalo dessas variáveis é possível notar as maiores diferenças com a condição média para o IEC no COB.

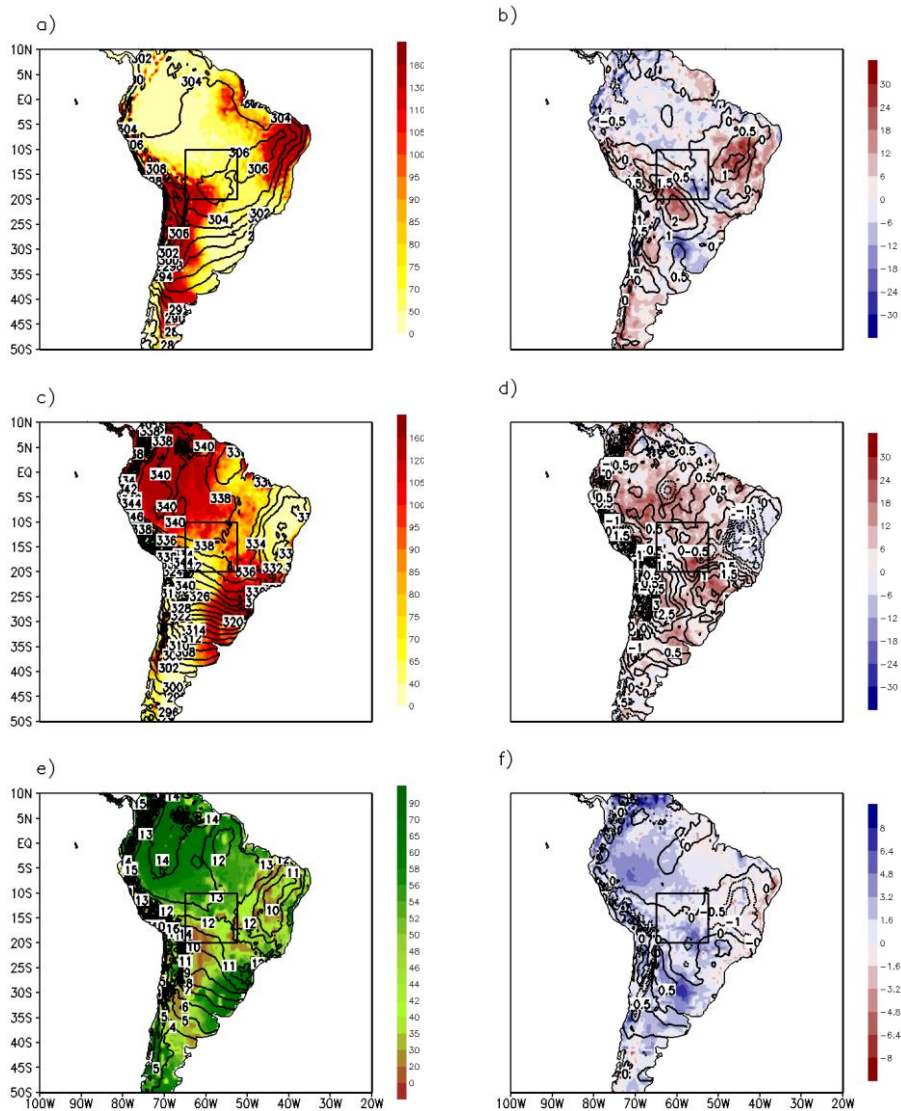
Com base nos campos anômalos é possível notar que o fluxo de calor latente e conteúdo de umidade no solo se mostraram maiores sobre a região de estudo quando comparados à média climatológica, diferente do fluxo de calor sensível que apresentou valores positivos (negativos) na porção oeste (leste) do COB (Figura 4.36b, 4.36d e 4.36f).

Já para a pântada 60 na categoria T no SEB, a precipitação já se mostra distribuída pelo interior do Brasil, do Noroeste ao Sul do país, incluindo parte da região de estudo, e com taxa de precipitação acima de 3,7 mm.dia⁻¹. O vento em 850 hPa é predominantemente de nordeste sobre o SEB, essa circulação converge com os ventos quentes e úmidos oriundos da região amazônica no Sul do Brasil, onde um dos núcleos de precipitação mais intensa ainda pode ser observado (Figura 4.37a). O anticiclone na troposfera superior, por sua vez, já se mostra presente e localizado próximo a sua posição climatológica (Figura 4.37b).

As anomalias do vento em 850 hPa explicitam o predomínio da componente zonal anômala de leste e os movimentos subsidentes em 500 hPa em grande parte da região de estudo (Figura 4.38a), este padrão se mostra similar ao notado na mesma pântada da categoria T no COB. Em 200 hPa não é possível identificar um padrão bem definido de circulação anômala ciclônica ou anticiclônica sobre o continente sul-americano (Figura 4.38b), porém destaca-se a alternância de centros com vorticidade relativa positiva e negativa sobre o

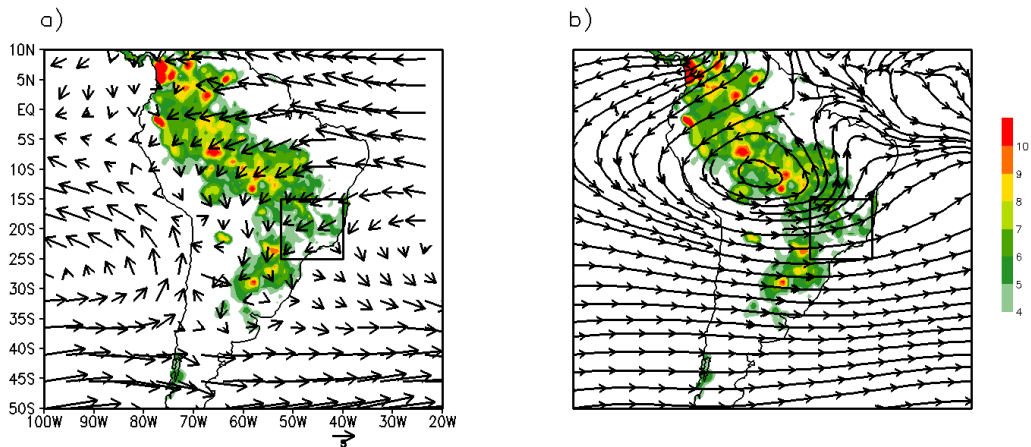
Oceano Pacífico Sul, similar à propagação de um trem de ondas desde a Austrália até o extremo sul da AS.

Figura 4.36 - Campo médio (coluna à esquerda) e anomalia (coluna à direita) do fluxo de calor sensível (sombreado) e temperatura potencial em 925 hPa (contorno, linha superior), fluxo de calor latente (sombreado) e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (contorno, linha central), e umidade do solo (sombreado) e umidade específica em 925 hPa (contorno, linha inferior) na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Centro-Oeste do Brasil.



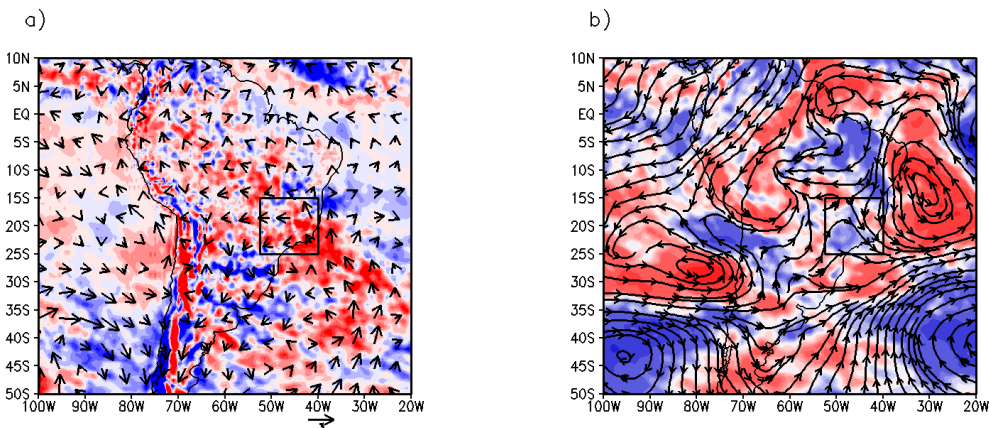
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.37 - Precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor) e circulação em 200 hPa na pênstada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.38 - Anomalias do (a) vento horizontal em 850 hPa (vetor) e do ômega em 500 hPa (sombreado), e (b) circulação anômala (linhas de corrente) e vorticidade relativa anômala (sombreado) em 200 hPa na pênstada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Sudeste do Brasil.



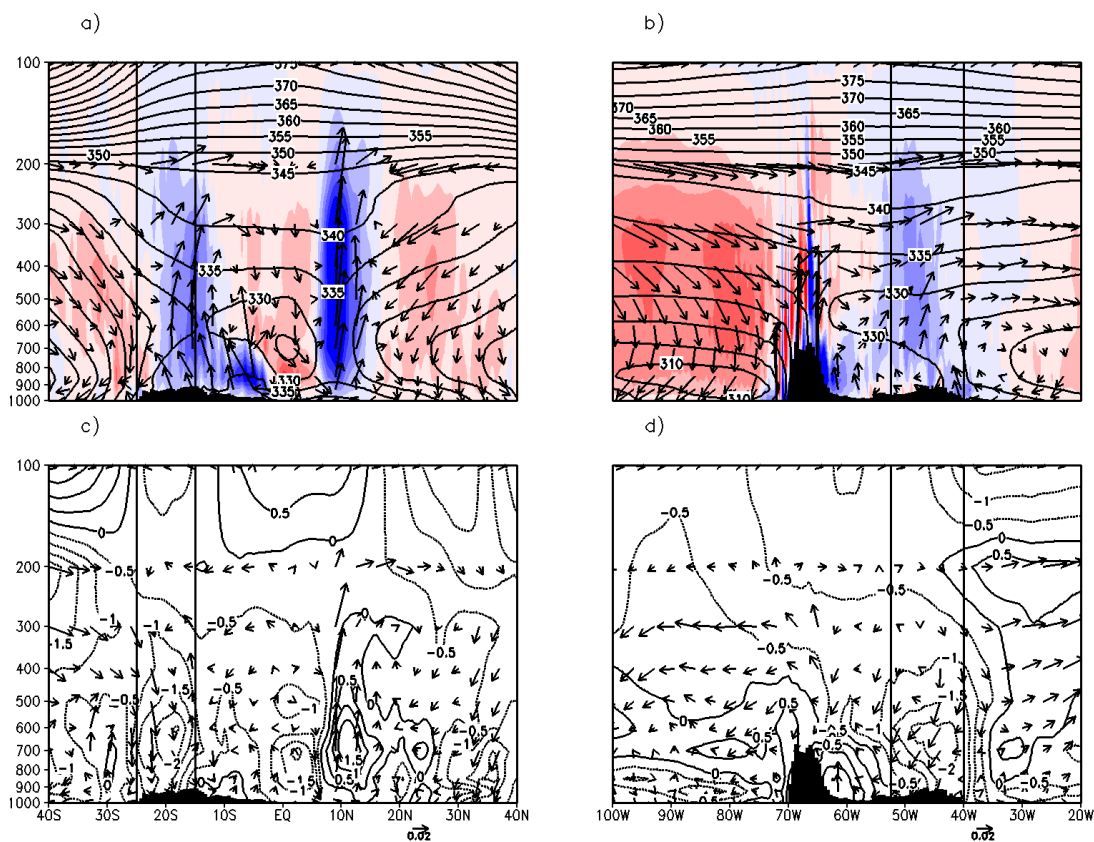
O campo sombreado azul (vermelho) representa valores negativos (positivos).

Fonte: Produção do autor.

As características dinâmicas verticais foram analisadas nas seções médias na latitude e longitude (Figura 4.39a e 4.39b, respectivamente) das componentes do vento e θ_e , assim como suas anomalias (Figura 4.39c e 4.39d). Os movimentos ascendentes mais pronunciados são notados ao norte e ao sul da região de estudo, corroborando com as regiões com maiores taxas de precipitação.

Na seção latitudinal média nota-se dois centros com movimento ascendente intenso na pênstada 60 nos anos em que o IEC se mostrou tardio no SEB. O primeiro localiza-se próximo à latitude de 10°N indicando a região de atuação da ZCIT; o segundo pode ser notado no interior do continente sul-americano tropical, no setor centro norte da região de estudo, o qual indica a intensificação do ramo ascendente da célula regional de Hadley (Figura 4.39a).

Figura 4.39 - Campo médio (superior) e anomalias (inferior) da seção vertical da latitude (coluna à esquerda) e da longitude (coluna à direita) do vento (vetor) e da temperatura potencial equivalente (contorno na pênstada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Sudeste do Brasil.



O campo sombreado azul (vermelho) representa valores negativos (positivos).

Fonte: Produção do autor.

Na seção longitudinal, o padrão de circulação já se mostra próximo ao notado durante a data média climatológica de IEC como, por exemplo, movimentos turbulentos sobre a cordilheira dos Andes, movimentos subsidentes sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico devido à ASPs e ASAS, respectivamente, e a formação de uma circulação similar à uma brisa marítima de grande escala,

tendo seu ramo ascendente sobre a região de estudo. Note que apesar do predomínio de movimento ascendente entre os níveis de 850 hPa e 200 hPa na região de estudo, há uma pequena camada com movimento subsidente próximo à superfície, a qual impede a conexão dos fluxos de superfície com a camada atmosférica imediatamente acima (Figura 4.39b).

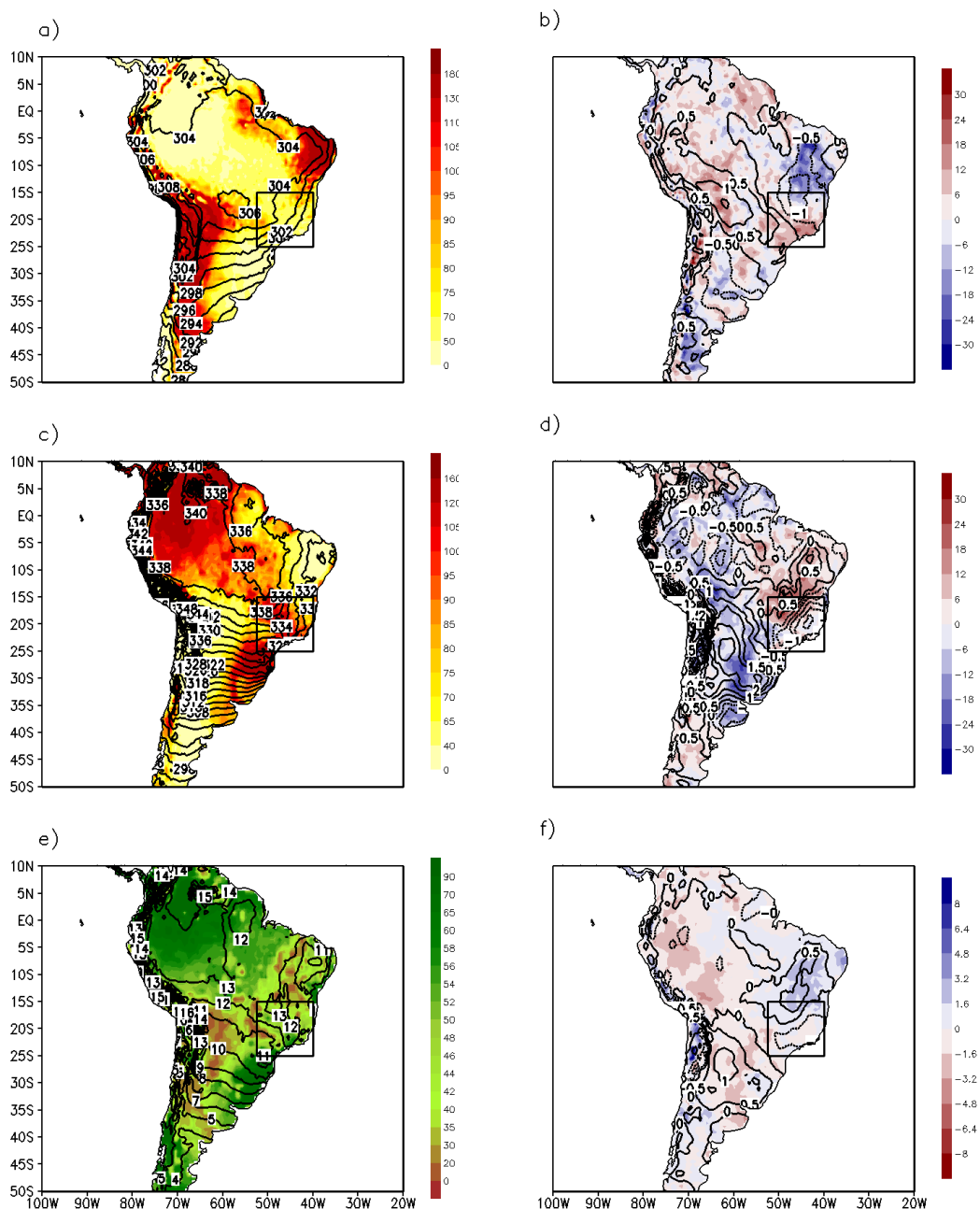
Pelas anomalias do vento e θ_e é possível notar que apesar dos movimentos ascendentes no padrão médio durante a pênstada 60, estes são menos intensos do que a média durante o IEC, além disso, pelas anomalias negativas de θ_e sugere-se que a camada atmosférica, principalmente entre 850 hPa e 500 hPa, se mostra mais seca e menos aquecida quando comparada a data de IEC média climatológica (Figura 4.39c e 4.39d). Logo, nesta pênstada pode ter ocorrido precipitação na região SEB, porém em um volume inferior ao esperado para definir o IEC.

Ainda neste contexto, também foi analisado o comportamento médio e anômalo dos fluxos de superfície, ou seja, fluxos de calor sensível e latente, e o conteúdo de umidade no solo até 2 metros de profundidade (Figura 4.40).

Em média, não há muitas diferenças nos padrões vistos na pênstada 60 àqueles notados durante a data de IEC média climatológica do SEB. Por exemplo, os maiores fluxos de calor sensível (latente) encontram-se nos Andes e no Nordeste do Brasil (Noroeste e Sul do país), como pode ser visto na Figura 4.40a (Figura 4.40c). O conteúdo de umidade no solo tem um padrão similar ao do fluxo de calor latente (Figura 4.41e).

Os gradientes de θ e θ_e se mostram mais intensos sobre o continente subtropical, coincidindo com a região que apresenta maior atuação de sistemas transientes nesta época do ano (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009). Por outro lado, os valores mais elevados e homogêneos dessas variáveis são encontrados próximo à região equatorial, onde também se nota os maiores valores de umidade específica em 925 hPa (Figura 4.40e).

Figura 4.40 - Campo médio (coluna à esquerda) e anomalia (coluna à direita) do fluxo de calor sensível (sombreado) e temperatura potencial em 925 hPa (contorno, linha superior), fluxo de calor latente (sombreado) e temperatura potencial equivalente em 925 hPa (contorno, linha central), e umidade do solo (sombreado) e umidade específica em 925 hPa (contorno, linha inferior) na pântada 60 para os anos pertencentes à categoria tardia no Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Analisando as anomalias dos fluxos e do conteúdo de umidade no solo é possível notar diferenças mais explícitas entre os padrões médios e os padrões notados na pântada 60 nos anos que tiveram o IEC tardio.

Apesar de anomalias pouco expressivas, percebe-se que valores positivos (negativos) de anomalia do fluxo de calor sensível estão localizados na porção norte (oeste e sul) da região de estudo, como pode ser visto na Figura 4.40b; há a predominância de anomalias positivas do fluxo de calor latente sobre o SEB (Figura 4.40d) e valores de umidade no solo próximo ao valor médio climatológico (Figura 4.40f).

Logo, com base nessa análise, notou-se que mesmo com fluxos de superfície e conteúdo de umidade, assim como padrões dinâmicos regionais e de grande escala favoráveis para o IEC na pântada 60, o acoplamento entre a camada mais próxima da superfície com as camadas adjacentes não se mostrou satisfatório e persistente para acontecer o IEC no SEB.

Resumidamente, pode-se notar que na categoria T apesar das condições físicas serem favoráveis para o IEC na data média climatológica, as condições dinâmicas regionais e de grande escala impedem que a mesma se inicie. Portanto, ainda deve existir algum mecanismo dinâmico que influencie no atraso do IEC na região, sendo que somente pelas condições de superfície não pode ser explicado este atraso.

4.6 Análise da instabilidade barotrópica

Por fim, a condição para que ocorra a instabilidade barotrópica também foi analisada na seção vertical da latitude desde a pântada -4 até a data média climatológica de IEC, assim como para as categorias P e T no COB (Figura 4.41).

Baseando-se da distribuição desta condição sobre o domínio e o período analisado apresentados na Figura 4.41, em geral, há o predomínio de valores positivos de $\beta - U_{yy}$ nas latitudes ao sul da região de estudo e entre os níveis médios e superiores da troposfera (>500 hPa). Próximo à superfície das latitudes ao sul da região de estudo são notadas variações no sinal entre valores positivos e negativos, ou seja, condição para que haja instabilidade barotrópica, em todas as pântadas e categorias, possivelmente influenciadas pela rugosidade e elevação do solo.

Na categoria P são notadas em todo o domínio analisado modestas e localizadas variações do sinal na camada de 500 a 400 hPa desde a pântada -4 (Figura

4.41b), porém com uma suavização após a pântada -2 (Figura 4.41h). Na categoria T, sinais negativos mostram-se mais presentes dentro da região de estudo se comparado às outras categorias, principalmente nos níveis acima de 600 hPa e após a pântada -2 (Figura 4.41i).

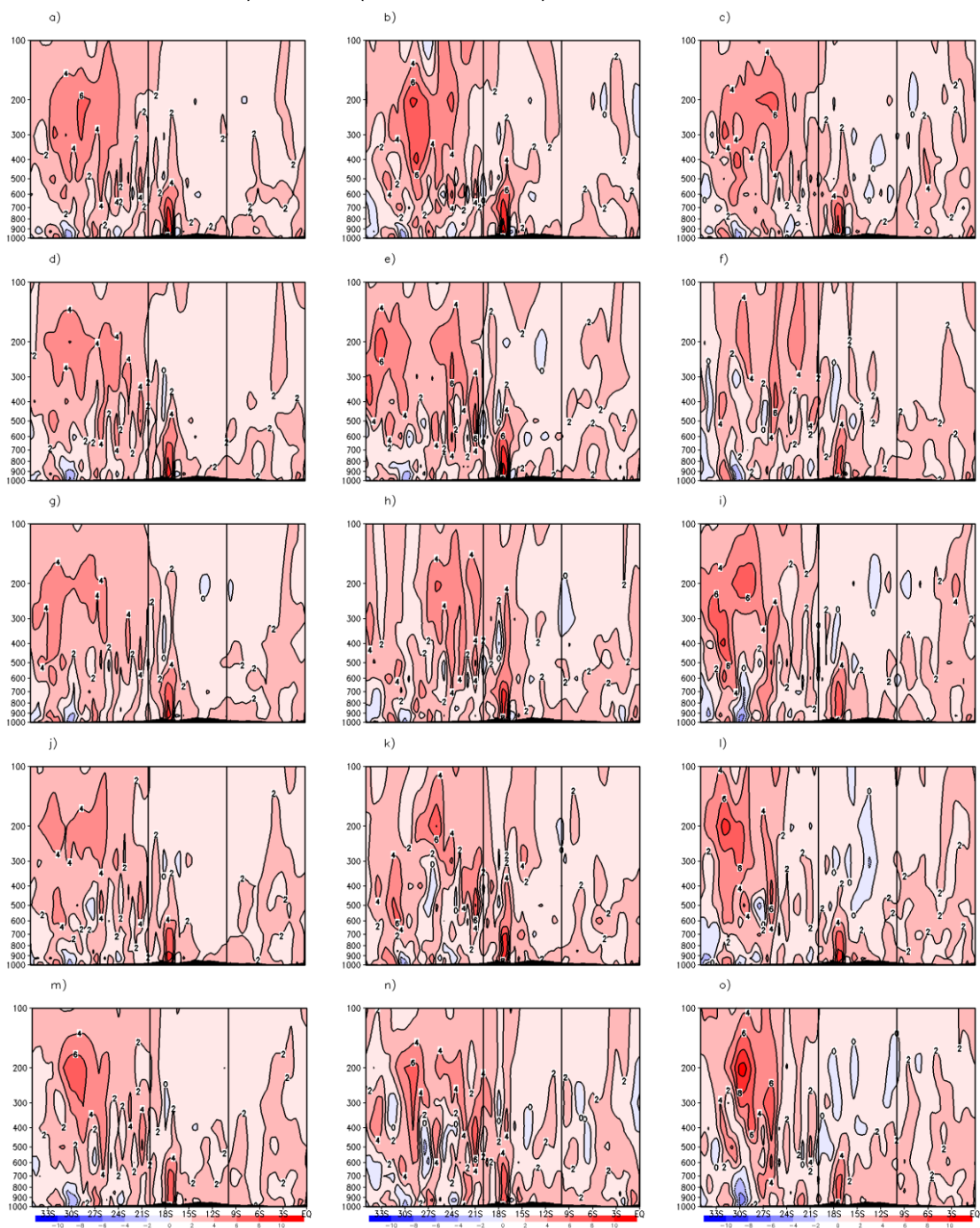
Climatologicamente, há o predomínio de valores positivos do termo $\beta - U_{yy}$ em todo domínio analisado na região do SEB (Figura 4.42). Próximo à superfície há uma alternância de pequenos centros com valores positivos e negativos, possivelmente motivados pela rugosidade do terreno (e.g., relevo, tipo de solo e vegetação). Sobre a região de estudo, delimitado pelo retângulo contínuo, nota-se a condição para desenvolvimento de instabilidade barotrópica em um centro de 20°S-16°S entre os níveis de 400 hPa a 200 hPa nas pântadas -2 e -1 (Figuras 4.42g e 4.42j).

Na categoria P, os valores do termo analisado são positivamente mais intensos do que a média climatológica em todas as pântadas. Pequenos pontos com valores negativos são identificados dentro da região de estudo, porém não apresentam persistência, posição ou pântada preferenciais.

Entretanto, apesar dos valores positivos, há uma maior frequência de mudança de sinal e maiores regiões com sinal negativo na categoria T se comparada à média climatológica ou à categoria P. Tal padrão pode ser visto em todas as pântadas, com destaque na pântada -2, quando valores negativos do termo $\beta - U_{yy}$ são notados sobre a região de estudo que se estendem desde a superfície até a troposfera superior e tem um centro mais intenso na camada entre 300 hPa e 200 hPa (Figura 4.42i).

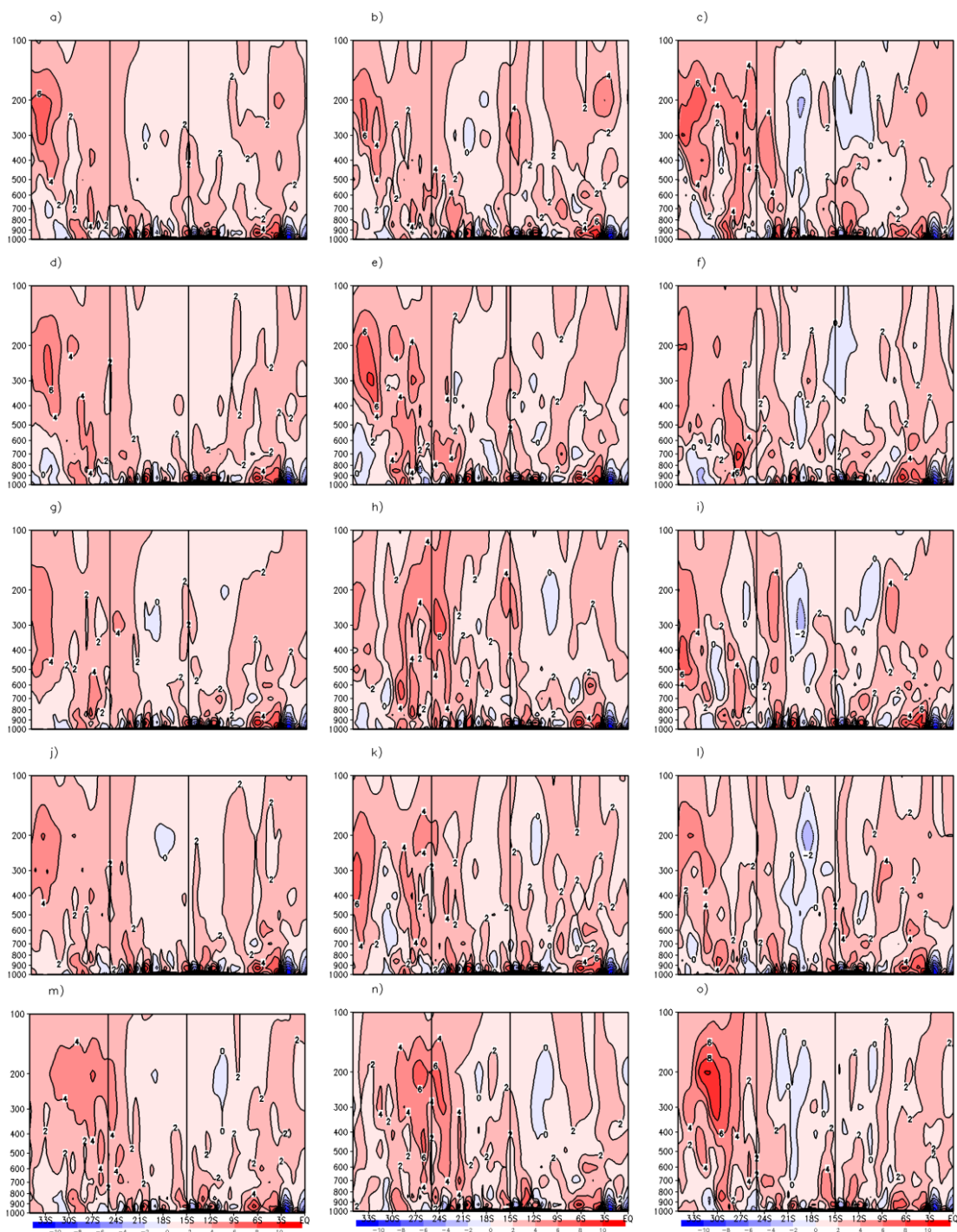
Em suma, as variações de sinal do termo ($\beta - U_{yy}$) mostram-se localizadas e em uma escala espacial relativamente pequena, além de não mostra um padrão que consiga descrever sua influência no IEC no COB. Além disso, como as maiores variações foram notadas na categoria T, a qual ocorre mais próxima ao período maduro do SMAS, se comparado à média, talvez a instabilidade barotrópica possa influenciar na qualidade e na variabilidade da EC e não nas datas de IEC do COB.

Figure 4.41 - Condição para instabilidade barotrópica ($10^{-11}, \beta - U_{yy}$) de -4 pântadas à data de início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil para as categorias: média climatológica (coluna à esquerda), precoce (coluna central) e tardia (coluna à direita).



Fonte: Produção do autor.

Figure 4.42 – Idem à figura anterior, mas para o Sudeste do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Logo, assim como na região COB, a condição para a instabilidade barotrópica não apresenta um padrão bem definido nos momentos que antecedem o IEC no SEB. Porém, sugere-se que a instabilidade barotrópica possa ser uma condição relevante na manutenção na EC, uma vez que ela se mostra mais frequente e intensa na categoria T da região SEB.

4.7 Interação das escalas: sinótica, submensal e intrassazonal

4.7.1 Centro-Oeste do Brasil

Com base no conjunto de dados com resolução de 2,5° de latitude e longitude, filtrados nos períodos de 02-06 dias, 07-29 dias, 30-90 dias, respectivamente denominados como escala sinótica, submensal e intrassazonal, foram gerados os compostos do vento horizontal em 850 hPa, ômega em 500 hPa, vorticidade relativa e linhas de corrente em 200 hPa para a data de IEC média climatológica e categorias P e T no COB no período de 1979-2017. A quarta escala, na qual reúne a contribuição das três escalas supracitadas, foi denominada como sazonal. Vale ressaltar que, como os dados foram agrupados em pântadas, optou-se por utilizar a escala sinótica somente agrupada com as demais na escala sazonal.

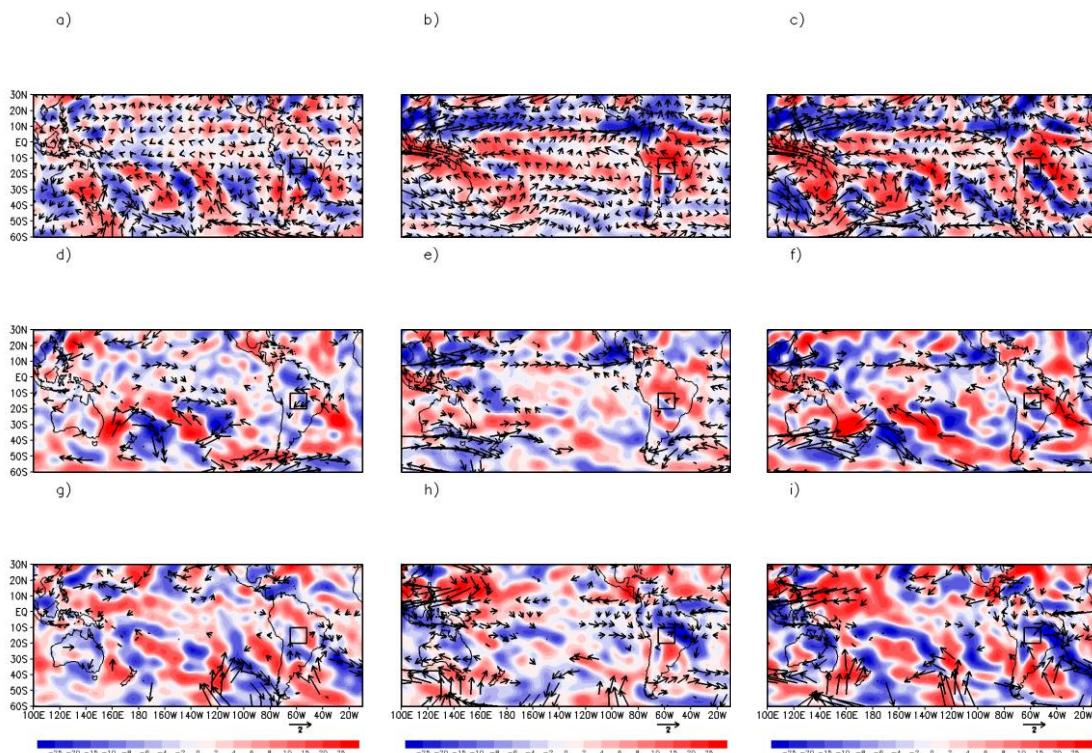
Sendo assim, na Figura 4.43 exibe os compostos do vento horizontal em 850 hPa (vetor) e ômega em 500 hPa (sombreado) a qual contempla as características dinâmicas em baixos e médios níveis da troposfera na escala submensal, intrassazonal e sazonal na data de IEC média climatológica, categoria P e categoria T.

Vale ressaltar que se optou por não analisar separadamente a escala sinótica por esta apresentar maior variabilidade no período de dois a seis dias e, como os dados estão agrupados em pântadas, as amplitudes no sinal nesse período tornam-se suavizado e de menor intensidade se comparada as outras escalas de tempo analisadas.

Na data de IEC média climatológica da região do COB é possível notar um padrão ondulatório na circulação em baixos níveis na escala submensal, similar a um trem de ondas, localizado na faixa de 30°S (Figura 4.43a). Esse padrão é melhor descrito em médios níveis, onde há centros com movimentos ascendente

e subsidente relacionados à propagação de cavados e cristas na escala de 07-29 dias desde o Oceano Índico Sul até o Oceano Atlântico. Nesta escala de tempo nota-se também um movimento ascendente intenso em 500 hPa e ventos de noroeste em 850 hPa sobre a região de estudo.

Figura 4.43 - Ômega em 500 hPa (sombreado) e vento horizontal em 850 hPa (vetor) nas escalas: submensal (coluna à esquerda), intrassazonal (coluna central) e sazonal (coluna à direita) para as datas de início da estação chuvosa: média climatológica (linha superior), anomalias das categorias precoce (linha central) e tardia (linha inferior) no Centro-Oeste do Brasil de 1979-2017.



Os vetores nas categorias precoce e tardia são estatisticamente significativos ao nível de 90% de confiança. Escalas: sinótica (02-06 dias); submensal (07-29 dias); intrassazonal (30-90 dias); sazonal (soma das três escalas).

Fonte: Produção do autor.

Na escala intrassazonal não há um padrão ondulatório bem definido na circulação em baixos níveis, porém há o predomínio de movimento subsidente em 500 hPa em grande parte das regiões tropicais continentais do HS no domínio analisado, o qual inclui o COB. Na região de estudo, o vento em 850 hPa é predominantemente de leste (Figura 4.43b). Destaque para as

proximidades da latitude de 10°N, onde é possível notar movimentos ascendentes intensos em 500 hPa, motivados pela atividade da ZCIT nessa época do ano.

Ainda durante o IEC, a contribuição de ambas as escalas apresentadas, juntamente com a escala sinótica, enfatiza a combinação dos padrões dinâmicos na escala sazonal (Figura 4.43c). Assim, nota-se um perfil ondulatório mais explícito em baixos níveis nas latitudes médias, movimentos ascendentes (subsidentes) na porção sul (norte) da região de estudo, sendo característicos da escala submensal (intrassazonal).

Na categoria P, o ômega em 500 hPa apresenta um comportamento similar ao observado na data de IEC média climatológica nas escalas submensal e intrassazonal na região de estudo, ou seja, movimento ascendente na escala submensal e predominância de movimento subsidente na escala intrassazonal, porém nesta última ainda há a contribuição de movimento ascendente na porção sul da região (Figura 4.43e).

Ainda na categoria P, os valores significativos do vento horizontal em 850 hPa são notados principalmente sobre os Oceanos em ambas as escalas (Figuras 4.43d e 4.43e). Na região de estudo tem-se vento de nordeste e leste na escala submensal e intrassazonal, respectivamente, sendo que na primeira escala o vento se mostra mais intenso e associado a uma circulação anticiclônica. Na escala sazonal, assim como na média climatológica, há movimentos ascendentes (subsidentes) ao sul (norte) da região de estudo, porém de menor intensidade, e o vento significativo em baixos níveis é de leste (Figura 4.43f), num padrão mais próximo do notado na escala intrassazonal.

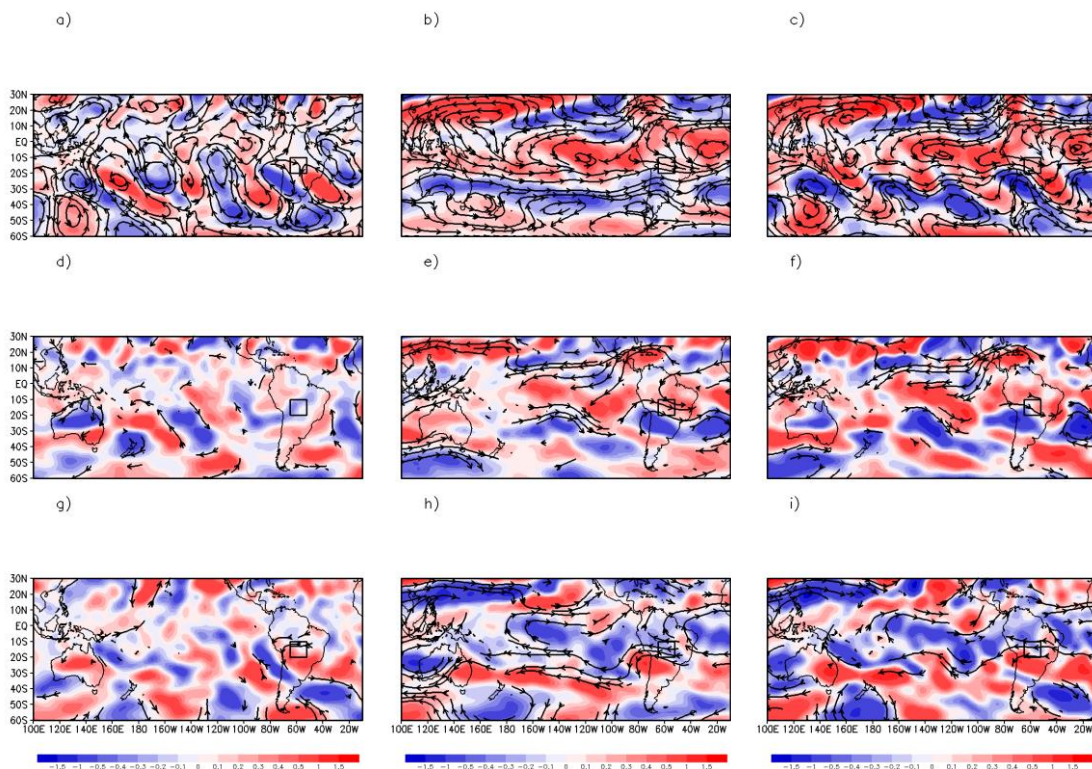
Na categoria T, regiões com ventos horizontais significativos em 850 hPa mais intensos são localizadas sobre os Oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sudoeste, além de alguns setores sobre o continente na escala submensal. Nesta escala não são observados ventos significativos na região de estudo assim como movimento vertical expressivo no nível de 500 hPa (Figura 4.43g).

Ainda na categoria T e na escala intrassazonal, os ventos alísios oriundos do Oceano Atlântico Equatorial se mostram mais intensos, os quais adentram sobre

o continente sul-americano e seguem em direção do Oceano Atlântico Sudoeste, padrão este semelhante ao notado em eventos de ZCAS (CARVALHO et al., 2004; NIETO-FERREIRA et al., 2011). Note que movimentos ascendentes intensos são notados desde a região amazônica até o Oceano Atlântico (Figura 4.43h). Todas essas características são reforçadas na escala sazonal (Figura 4.43i), destacando ainda uma circulação ciclônica sobre a região de estudo, característica do IEC desta região (GAN et al., 2004). Isso mostra que nesse caso a escala sinótica pode ter tido uma maior contribuição.

Para complementar a análise dinâmica que concerne as escalas de tempo também foram gerados os compostos da vorticidade relativa e linhas de corrente em 200 hPa durante o IEC na região do COB (Figura 4.44).

Figura 4.44 - Idem ao anterior, porém para a vorticidade relativa (sombreado) e circulação em 200 hPa.



As linhas de corrente nas categorias P e T são estatisticamente significativas ao nível de 90% de confiança. Escalas: sinótica (02-06 dias); submensal (07-29 dias); intrassazonal (30-90 dias); sazonal (soma das três escalas).

Fonte: Produção do autor.

O padrão de ondas identificado em baixos níveis também é notado na troposfera superior na escala submensal durante a data de IEC média climatológica, porém deslocado para oeste, em um perfil de ondas com características baroclínicas (Figura 4.44a). Esse comportamento de circulação contribui para a interação das condições meteorológicas oriundas dos trópicos e extratropicais (OKANE et al., 2017). Nesta escala de tempo, a região de estudo se localiza a leste de um cavado e este posicionamento contribui para movimentos ascendentes e, quando há umidade suficiente, atividade convectiva (LIEBMANN et al., 1999; LIEBMANN et al. 2004).

Na escala intrassazonal, há a formação de um cavado os ventos de oeste em altos níveis, cruzando a cordilheira dos Andes, sendo que a região de estudo também está localizada a leste desse cavado, onde também se tem a confluência do vento oriundo da região equatorial (Figura 4.44b). Na escala sazonal, o cavado identificado se mostra bem definido devido a contribuição da escala sinótica, submensal e intrassazonal, como pode ser visto na Figura 4.44c.

Na categoria P nota-se pouca atuação de ventos significativos em altos níveis e modestos valores de vorticidade na escala submensal (Figura 4.44d). Na escala intrassazonal, há um escoamento significativo de oeste sobre a região de estudo, similar ao padrão notada na média climatológica na qual também pode ser notada na escala sazonal, porém de menor intensidade (Figura 4.44f), indicando que a escala intrassazonal pode ter uma maior contribuição.

Na categoria T também há poucos valores significativos do vento na escala submensal, porém ainda é possível notar um escoamento significativo de leste sobre a região de estudo (Figura 4.44g). Na escala intrassazonal (Figura 4.44h), entretanto, é exibido um padrão antagônico ao notado na data de IEC média climatológica e na categoria P, sendo que um escoamento significativo de leste é notado sobre o COB que se estende sobre o Oceano Pacífico e que também é observado na escala sazonal. Portanto, este padrão dinâmico sugere o enfraquecimento do escoamento de oeste de altos níveis em latitudes subtropicais, apresentando vorticidade positiva (negativa) ao sul (norte) da região de estudo. Por fim, o perfil de vento e vorticidade da escala intrassazonal

também é notado sobre o continente sul-americano, porém com menos atuação de ventos significativos (Figura 4.44i).

Assim, o IEC no COB é marcado pela alternância de centros ciclônicos e anticiclônicos em 200 hPa ao longo do Oceano Pacífico Sul na escala submensal, similar à propagação de um trem de ondas. Tal alternância também pode ser notada na componente vertical do vento em 500 hPa. A escala intrassazonal é dominada por sistemas de grande escala como a confluência dos ventos alísios em baixos níveis e movimento ascendente intenso em 500 hPa na latitude de 10°N, mostrando a atuação da ZCIT; e o escoamento zonal de oeste em 200 hPa sobre o COB, relacionado ao jato subtropical em altos níveis.

Na escala sazonal, a combinação dos padrões dinâmicos das escalas sinóticas, submensal e intrassazonal faz com que haja confluência do vento horizontal em 850 hPa e movimento ascendente em 500 hPa na região de estudo, favorecido pela amplificação do cavado em 200 hPa que atravessa a cordilheira dos Andes. Neste contexto, a escala submensal em baixos níveis e a intrassazonal em altos níveis foram as que mais favoreceram as condições dinâmicas para o IEC na região do COB ocorresse precocemente. Por outro lado, tanto em baixos como em altos níveis, a escala intrassazonal foi a que mais contribuiu para que o IEC fosse tardio no período analisado.

De modo geral, na categoria P (T) é possível identificar um padrão dinâmico típico da atuação de sistemas transientes (eventos de ZCAS) em baixos níveis e o fortalecimento (enfraquecimento) do escoamento de oeste em altos níveis adjacente à região de estudo.

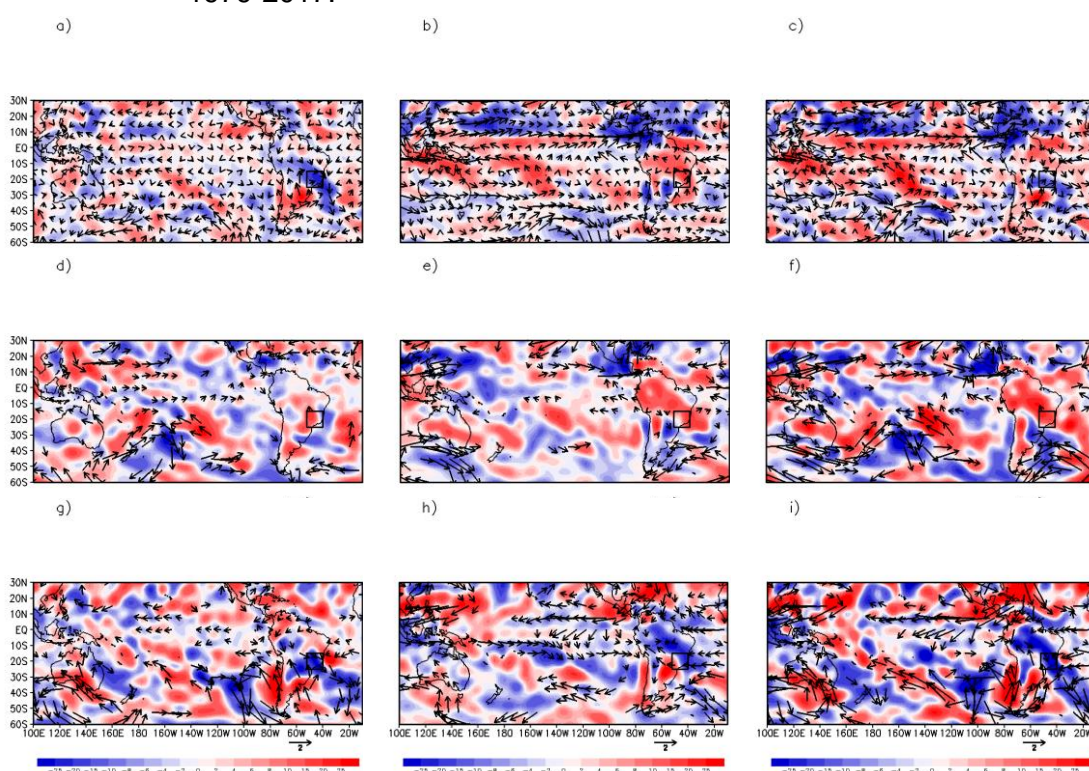
4.7.2 Sudeste do Brasil

Assim como explorado nas datas de IEC no COB, a contribuição e a interação entre as escalas sinótica, submensal, intrassazonal e sazonal com os dados de resolução espacial de 2,5° foram analisadas nas datas de IEC média climatológica, categoria P e categoria T da região SEB no período de 1979-2017.

Os compostos do vento horizontal em 850 hPa e o ômega em 500 hPa nas respectivas categorias e escalas de tempo são exibidos na Figura 4.45. Climatologicamente e na escala submensal não é notado um padrão organizado

e bem definido do vento horizontal em baixos níveis e de ômega em níveis médios da atmosfera como identificado na data de IEC média do COB, contudo há confluência do vento oriundo da região amazônica e do sul do Brasil sobre a região de estudo, o qual também favorece a ascensão do ar notada pelo ômega negativo desde o interior do continente até o Oceano Atlântico Sul (Figura 4.45a).

Figura 4.45 - Ômega em 500 hPa (sombreado) e vento horizontal em 850 hPa (vetor) nas escalas: submensal (coluna à esquerda), intrassazonal (coluna central) e sazonal (coluna à direita) para as datas de início da estação chuvosa: média climatológica (linha superior), anomalias das categorias precoce (linha central) e tardia (linha inferior) no Sudeste do Brasil de 1979-2017.



Os vetores nas categorias precoce e tardia são estatisticamente significativos ao nível de 90% de confiança. Escalas: sinótica (02-06 dias); submensal (07-29 dias); intrassazonal (30-90 dias); sazonal (soma das três escalas).

Fonte: Produção do autor.

Na escala intrassazonal, movimentos ascendentes mais intensos são notados na faixa de 10°N devido a atuação da ZCIT, um pequeno centro com esse perfil de movimento vertical também pode ser visto no Sul do Brasil, nas demais regiões do continente sul-americano há predominância do movimento subsidente em 500 hPa, incluindo o SEB, onde os ventos em baixos níveis são

de sul (Figura 4.45b), associados a uma circulação anticiclônica com centro em torno de 50°W-15°S. Na escala sazonal, há predomínio de movimento ascendente (subsidente) sobre a região de estudo (no sul do Brasil), em uma circulação ciclônica em baixos níveis que se estende desde o Sudeste da AS até o Oceano Atlântico (Figura 4.45c). Vale ressaltar que este padrão na escala sazonal mostra o predomínio da submensal.

Os valores de vento horizontal significativos na escala submensal estão presentes principalmente sobre o Oceano Pacífico na categoria P e predominância de movimento subsidente em 500 hPa sobre a borda oeste da região de estudo (Figura 4.45d). Na escala intrassazonal os ventos significativos mais intensos são notados no Sul dos Oceanos Pacífico e Atlântico e os movimentos subsidentes nos níveis médios da atmosfera mostram-se presentes na borda leste da região de estudo (Figura 4.45e).

Já na escala sazonal, os ventos significativos em 850 hPa são intensificados principalmente sobre a região de latitudes médias oceânicas. O predomínio de movimento subsidente em 500 hPa sobre a região de estudo sugere que a precipitação que ocorre na categoria P seja do tipo estratiforme (WOOD, 2015), uma vez que essa característica dinâmica impede o desenvolvimento vertical das nuvens. Além disso, nota-se que a chuva é induzida pela atividade de sistemas transientes oriundos de latitudes mais ao sul, onde mostram movimento ascendente intenso, como pode ser visto na Figura 4.45f.

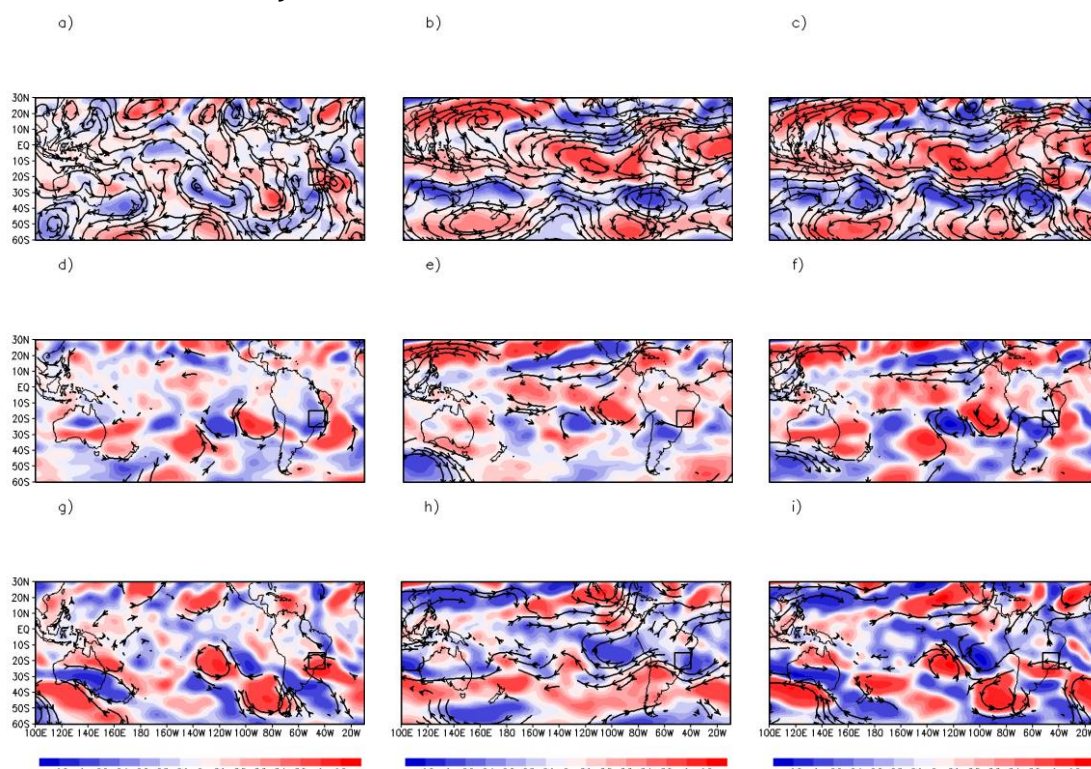
Na categoria T, por outro lado, o vento horizontal em baixos níveis se mostra mais intenso do que na categoria P e há movimento ascendente em 500 hPa na região de estudo em todas escalas de tempo analisadas. Na escala submensal (intrassazonal) os valores significativos do vento estão predominantemente na região extratropical (tropical).

Na escala sazonal, a combinação das escalas sinótica, submensal e intrassazonal faz com que os ventos significativos se intensifiquem ainda mais, marcado pela atuação dos alísios na região Equatorial que adentram o continente sul-americano e convergem com os ventos vindos de latitudes mais ao sul. Essa confluência gera convergência nesse caso, pois favorece a

ascensão em 500 hPa que se mostra intensa desde o extremo Noroeste do continente até o Oceano Atlântico Sul (Figura 4.45i).

Em 200 hPa, nível no qual investigou-se a vorticidade relativa e as linhas de corrente notou-se que, climatologicamente, não há um perfil dinâmico muito bem definido na escala submensal, com exceção da região sobre o Pacífico Sul, onde é possível notar um padrão de trem de ondas, que mesmo não sendo muito intenso, é capaz de cruzar o continente sul-americano e alcançar o Atlântico Sul (Figura 4.46a). Os centros de vorticidade se mostram alongados meridionalmente e o SEB encontra-se sob a influência de uma região com vorticidade anticiclônica.

Figura 4.46 - Idem ao anterior, porém para a vorticidade relativa (sombreado) e circulação em 200 hPa.



As linhas de corrente nas categorias precoce e tardia são estatisticamente significativas ao nível de 90% de confiança. Escalas: sinótica (02-06 dias); submensal (07-29 dias); intrassazonal (30-90 dias); sazonal (soma das três escalas).

Fonte: Produção do autor.

Na escala intrassazonal, os centros de vorticidade relativa se mostram alongado zonalmente na região subtropical, o escoamento anômalo de oeste na faixa de

25°S mostra a componente zonal do vento mais intensa nessa região e os centros de vorticidade positiva e negativa nas latitudes médias apresentam um perfil notado de número de onda 3, e.g., ondas planetárias (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997). A influência da onda planetária juntamente com o terreno elevado nos Andes faz com que surja um cavado no escoamento de oeste em 200 hPa, sendo que esse cavado possui uma maior amplitude na escala sazonal, assim contribuindo dinamicamente para movimentos ascendentes na região de estudo por esta se localizar a leste desse cavado (Figura 4.46c).

A alternância de centros com vorticidade negativa e positiva sugerem a propagação de ondas curtas na escala submensal, que se estende desde a Austrália até a AS na categoria P (Figura 4.46d). A leste da região de estudo é notado um escoamento de norte com significância estatística a leste do SEB.

Na escala intrassazonal o escoamento com vento significativo se mostra mais atuante na faixa Equatorial e também ao sul da Austrália, como mostrado na Figura 4.46e. A interação entre as três escalas faz com que o padrão de ondas curtas se mostre melhor definido na faixa subtropical e juntamente com o escoamento de oeste significativo nota-se um cavado pronunciado a leste dos Andes que favorece o movimento ascendente na região de estudo (Figura 4.46f).

Na categoria T, um centro de vorticidade negativa (positiva) envolvido por um escoamento com valores significativos são notados sobre a Austrália (Oceano Pacífico Sudeste), além disso sobre a região de estudo há o predomínio de circulação anticiclônica, como pode ser visto na Figura 4.46g. Vale ressaltar que esse padrão de circulação anticiclônica em altos níveis sobre o SEB dá suporte dinâmico para o movimento ascendente notado em 500 hPa nesta escala (Figura 4.46g).

Ainda na categoria T e na escala intrassazonal, o escoamento significativo se mostra de leste na faixa subtropical, indicando o enfraquecimento do escoamento de oeste em altos níveis e divide a região tropical com predomínio de vorticidade ciclônica e extratropical com vorticidade anticiclônica.

Por fim, na escala sazonal, a soma das escalas faz com que os centros de vorticidade e escoamento significativos mostrem-se mais definidos, com

destaque ao centro de vortividade anticiclônica no Pacífico Sudeste, padrão que também pode ser notado em baixos níveis, característica dinâmica e sobre a região preferencial da formação de bloqueios atmosféricos (MARQUES, 1996; MENDES et al., 2019).

Deste modo, no IEC do SEB nota-se uma circulação ciclônica (anticiclônica) em baixos níveis sobre a região de estudo que favorece (desfavorece) os movimentos ascendentes em 500 hPa na escala submensal (intrassazonal). Na escala sazonal, há o predomínio do padrão identificado na escala submensal, assim são notados movimentos ascendentes no SEB e subsidentes no Sul do país, e essa estrutura dinâmica favorece a característica do tipo dipolo de precipitação, como descrito por Casarin e Kousky (1986), Nogués-Peagle e Mo (1997), e Cavalcanti (2016). Em altos níveis, assim como observado no COB, o cavado em 200 hPa que atravessa os Andes contribui para o IEC na região.

Na categoria P, as características dinâmicas são menos intensas do que durante a data de IEC média climatológica e da categoria T. O IEC é induzido pela atuação de sistemas transientes ao sul da região de estudo, como também pode ser visto em baixos níveis (Figura 4.46f), corroborando para que a precipitação se origine de nuvens estratiformes devido ao movimento subsidente em 500 hPa, o qual dificulta o desenvolvimento vertical de nuvens convectivas.

Por fim, a circulação e fenômenos a ela relacionada se mostram mais intensos na categoria T do que nas categorias supracitadas. No IEC pode ser observado um padrão semelhante àquele notado no verão, quando o SMAS já se encontra em sua fase madura. Destaca-se, ainda, uma circulação anticiclônica persistente, desde baixos até altos níveis da troposfera sobre o Oceano Pacífico Sudeste e que pode ser notado na escala submensal e, principalmente, na escala sazonal. A região de formação, a estrutura dinâmica e duração deste sistema são típicas de bloqueio atmosférico.

4.7.3 Conversão da energia cinética

Como apresentado anteriormente, a energética é uma componente essencial para o entendimento da circulação geral da atmosfera (PEIXOTO; OORT, 1992) e, neste contexto, mostra-se como um fator pertinente para entender os

mecanismos dinâmicos e físicos que disparam a convecção e dão início à estação chuvosa nas regiões influenciadas pelo regime de monção.

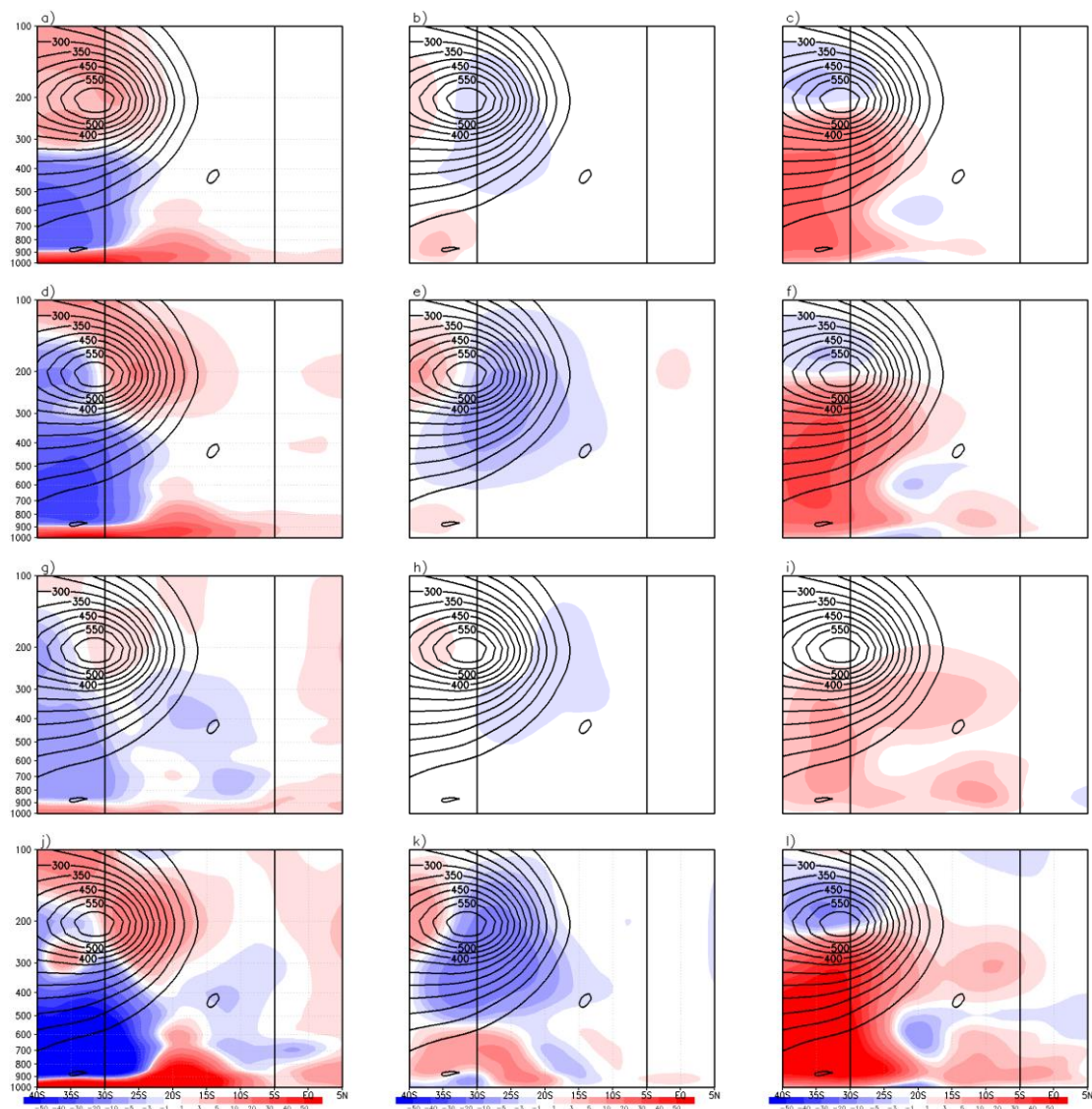
No que concerne este assunto, baseando-se no estudo de Jiang et al. (2013) e aplicado na AS no trimestre de SON, neste capítulo são apresentados os processos de conversão de energia característicos desse período.

Diferentemente das seções anteriores, optou-se por uma área maior como região de estudo para que as características tropicais de grande escala fossem melhor representadas. Vale ressaltar que as regiões do COB e SEB se encontram inseridas nesta área selecionada no continente sul-americano. Além disso, o trimestre de SON corresponde ao período que se têm a maioria das datas de IEC nas regiões de estudo, podendo assim representar as características energéticas de transição entre o período seco e o estabelecimento do período úmido nestas regiões.

Desta maneira, a estrutura vertical média (latitude por níveis de pressão) do termo de convergência do fluxo ageostrófico (CFA), e dos termos de conversões barotrópica (CBT) e baroclínica (CBC) nas escalas sinótica, submensal e intrassazonal sobre a América do Sul no trimestre de SON de 1979-2017 são apresentadas na Figura 4.47.

No que diz respeito ao termo de CFA na escala sinótica é possível perceber que em altos níveis da atmosfera (< 300 hPa) há valores positivos indicando importação de energia cinética na região (Figura 4.47a). Ainda neste nível, os valores mais intensos estão presentes na borda do núcleo da área de maior atuação energética do escoamento básico (contorno), provavelmente devido a ação do jato de altos níveis atuando nessa região neste período. Valores positivos também são notados nos níveis verticais próximos à superfície, sendo que em latitudes da região de estudo (5°S - 30°S) estes valores chegam até o nível de 600 hPa. Por outro lado, os valores negativos relacionados a CFA nesta escala, indicando exportação da energia cinética para fora da região, são observados entre a região de máxima intensidade do escoamento básico e a superfície, principalmente em latitudes extratropicais.

Figura 4.47 – Seção vertical da conversão de energia cinética ($J.m^{-3}.dia$, sombreado) sobre a América do Sul no trimestre de setembro-outubro-novembro: convergência do fluxo ageostrófico (coluna à esquerda), conversão barotrópica (coluna central) e conversão baroclínica (coluna da direita) nas escalas: sinótica (primeira linha), submensal (segunda linha), intrassazonal (terceira linha) e sazonal (quarta linha).



A seção vertical está centrada em $65^{\circ}W-40^{\circ}W$ e o contorno mostra a energia cinética do escoamento básico ($m^2.s^{-2}$). Escalas: sinótica (02-06 dias); submensal (07-29 dias); intrassazonal (30-90 dias); sazonal (soma das três escalas).

Fonte: Produção do autor.

O padrão apresentado na escala submensal é similar ao notado na escala sinótica, porém os valores positivos (negativos) estão concentrados no lado equatorial (polar) da região com máxima energia cinética do escoamento básico, sendo que no centro desta região o termo CFA é praticamente nulo (Figura 4.47d).

Entre as escalas analisadas, apesar de mostrar uma distribuição semelhante as demais escalas, o termo CFA na escala intrassazonal é o que apresenta o sinal menos intenso. Contudo, nesta escala ainda é possível notar valores negativos entre os níveis de 250 hPa e 900 hPa na região de estudo (Figura 4.47g).

Assim, na escala sazonal nota-se que há o predomínio de sinal positivo de CFA em altos níveis e próximo à superfície. Por outro lado, os valores negativos ficam confinados entre os níveis de 300 hPa e 900 hPa, num cenário mais próximo pelo apresentado na escala submensal, com exceção dos valores negativos sobre a região de estudo que se assemelham com aqueles notados na escala intrassazonal (Figura 4.47j).

Dentre as conversões de energia cinética analisadas, a CBT é a que apresenta o sinal menos intenso (Figura 4.47, coluna central). Em todas as escalas são notadas um perfil bem semelhante no que diz respeito a distribuição das regiões com ganho e perda de energia cinética para esse tipo de conversão. Assim, valores positivos de CBT podem ser vistos em altos níveis e próximo à superfície, ambos em latitudes extratropicais. Entretanto, valores negativos estão presentes na porção equatorial do jato, podendo atuar em níveis médios da atmosfera sobre a região de estudo (Figuras 4.47b, 4.47e e 4.47h).

Vale ressaltar que na escala sazonal, a qual tem-se a contribuição de todas as escalas, podem ser notados pequenos centros de CBT que alternam entre sinais positivo e negativo de acordo com a latitude entre a superfície e em aproximadamente 700 hPa (Figura 4.47k). Vale ressaltar que esse padrão de alternância próximo da superfície também foi notado na análise da condição de instabilidade barotrópica durante as datas de IEC no COB e SEB.

Na conversão de energia cinética pelos distúrbios baroclínicos, os padrões na escala sinótica e submensal se mostram as mais intensas e similares dentre as

escalas analisadas, com valores positivos de CBC desde a superfície até 200 hPa em latitudes maiores que 20°S. Já os valores negativos estão presentes entre os níveis de 200 hPa e 100 hPa na porção polar da região mais intensa do escoamento básico e em um pequeno centro posicionado entre 20°S-15°S em 600 hPa (Figuras 4.47c e 4.47f). Na escala intrassazonal há o predomínio de valores positivos e estes se localizam entre a superfície e o nível de 250 hPa, principalmente nas latitudes mais altas do domínio, como pode ser visto na Figura 4.47i.

Por fim, na escala sazonal é possível notar todas as principais características de distribuição dos valores positivos e negativos de CBC, uma vez que a intensidade das conversões se mostraram bem parecidas, apesar de algumas diferenças no sinal. Destaque para a alternância vertical do sinal de CBC sobre a região de estudo (Figura 4.47l).

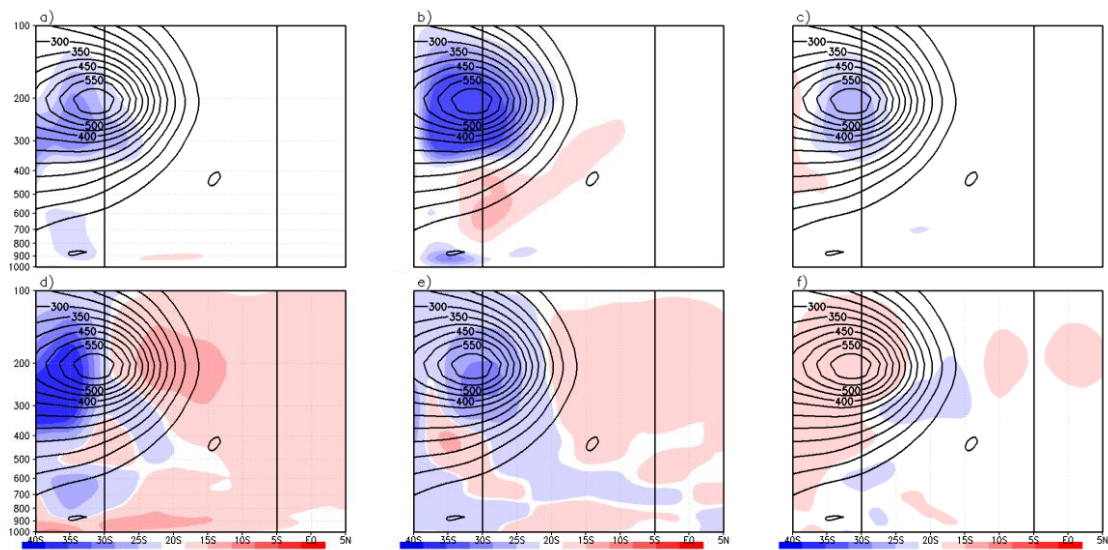
No geral, o termo CFA está relacionado à importação ou exportação de energia cinética dos distúrbios feita pelo fluxo ageostrófico em cada escala temporal analisada. Esse termo tem como principal função distribuir espacialmente a energia cinética do distúrbio (JIANG et al., 2013).

Por outro lado, enquanto a CBT extrai energia cinética do escoamento básico e o transfere para o distúrbio através do transporte horizontal de momentum, a CBC é um parâmetro que mostra a conversão de energia potencial do distúrbio para a energia cinética do distúrbio, através da circulação térmica direta (LORENZ, 1967; JIANG et al., 2013).

Além dos dois tipos de conversão de energia cinética e o termo CFA apresentados, há também a dissipação mecânica da energia cinética do distúrbio pela interação cruzada entre os distúrbios de cada escala (CICD). Assim, o padrão médio vertical, igualmente exibido na Figura 4.47, também pode ser visto para este termo na Figura 4.48. Um dos motivos que esse termo foi analisado separadamente é o fato dele ser de menor intensidade quando comparado aos demais e, com isso, haveria dificuldade em notar as maiores diferenças deste termo dentro do domínio analisado.

Em geral, quando se tem a interação entre a escala sinótica, submensal e intrassazonal, cada uma com todos os demais modos de variabilidade (Figuras 4.48a, 4.48b e 4.48c, respectivamente), notam-se valores negativos próximos à região de máxima intensidade do escoamento básico, principalmente na escala submensal. Contudo, os valores positivos são notados em uma pequena área próxima à superfície sobre a região de estudo na escala sinótica; na borda externa da porção equatorial de médios níveis do contorno referente ao escoamento básico na escala submensal; e na porção polar do escoamento na escala intrassazonal.

Figura 4.48 – Seção vertical da conversão cruzada de energia cinética ($J.m^{-3}.dia$, sombreado): (a) sinótica com todos os modos, (b) submensal com todos os modos, (c) intrassazonal com todos os modos, (d) sinótica para submensal, (e) sinótica para intrassazonal, (f) sinótica para submensal e intrassazonal sobre a América do Sul no trimestre de setembro-outubro-novembro.



A seção vertical está centrada em $65^{\circ}W-40^{\circ}W$ e o contorno mostra a energia cinética do escoamento básico ($m^2.s^{-2}$). Escalas: sinótica (02-06 dias); submensal (07-29 dias); intrassazonal (30-90 dias).

Fonte: Produção do autor.

Na interação entre a escala sinótica e submensal há o predomínio de valores positivos (negativos) concentrados na região tropical (extratropical), desde à superfície até altos níveis da atmosfera, como pode ser visto na Figura 4.48d. Isso significa que a escala sinótica ganha (perde) energia cinética da escala submensal na região tropical (extratropical).

Com a interação entre sinótica e intrassazonal há um aumento na área com valores negativos, se comparado à interação anterior, e os sinais se alternam principalmente próximo da superfície e na região de estudo (Figura 4.48e). Por fim, a interação da escala sinótica com as escalas submensal e intrassazonal se mostra ainda mais modesta quando comparada as demais, há o predomínio de sinal positivo mesmo que fraco e valores negativos são notados somente na borda externa do escoamento básico e sobre a região de estudo.

Complementar às seções verticais dos termos de conversão de energia, nas tabelas 4.3 e 4.4 são exibidos os valores de tais termos integrados verticalmente na região de estudo para ter uma ideia geral dos ganhos e perdas de energia referente às conversões estudadas sobre a América do Sul em SON de 1979-2017.

Tabela 4.3 - Conversão da energia cinética integrada verticalmente ($J.m^{-3}.dia$) em setembro-outubro-novembro no interior da América do Sul no período de 1979-2017.

	SINÓTICA	SUBMENSAL	INTRASSAZONAL
CFA	3,357	4,414	-0,086
CBT	-0,274	-1,002	-0,367
CBC	1,333	2,482	1,935
CICD	0,146	0,003	-0,075

Domínio de integração: 30°S-5°S; 65°W-40°W; 1000hPa-100hPa; CTA = conversão do fluxo ageostrófico; CBT: conversão barotrópica; CBC: conversão baroclínica; CICD: conversão cruzada entre todos os modos. Escalas: sinótica (02-06 dias); submensal (07-29 dias); intrassazonal (30-90 dias).

Fonte: Produção do autor.

Com base na Tabela 4.3, em geral, nota-se um saldo positivo dado pela CFA, principalmente nas escalas sinótica e submensal. Apesar da escala intrassazonal gerar um déficit para esse tipo de conversão, o seu valor é o menor dentre as três escalas.

A CBT é predominantemente negativa, apresentando perda de energia por esse tipo de conversão em todas as escalas analisadas. Por outro lado, a CBC é predominantemente positiva, sendo que a escala submensal a que mais contribui para este saldo.

Por fim, como mostrado anteriormente, o CICD é o termo que menos contribui para as maiores diferenças de energia no sistema. Nele há um predomínio de valores positivos, sendo a escala intrassazonal a única a apresentar valores negativos, significando que esta escala perde energia cinética para as demais escalas analisadas.

Detalhando ainda mais o CICD, a dissipação mecânica das interações entre as escalas pode ser vista na Tabela 4.4. A conversão cruzada entre as escalas sinótica e sinótica (CFEHH); e sinótica e intrassazonal (CFEHL) são as que proporcionam diminuição da energia na região de estudo durante o trimestre SON. Por outro lado, a conversão cruzada entre as escalas sinótica e submensal (CFEHI); e sinótica e submensal-intrassazonal (CFEHIL) adicionam energia para o sistema.

Tabela 4.4 - Conversão de energia cinética entre as escalas integrada verticalmente ($J^3 \cdot dia$) no trimestre setembro-outubro-novembro no interior da América do Sul no período de 1979-2017.

CFEHH	-0,026
CFEHI	0,186
CFEHL	-0,021
CFEHIL	0,007

Domínio de integração: 30°S-5°S; 65°W-40°W; 1000hPa-100hPa; CFEHH = conversão cruzada entre sinótica e sinótica; CFEHI = conversão cruzada entre sinótica e submensal; CFEHL = conversão cruzada entre sinótica e intrassazonal; CFEHIL = conversão cruzada entre sinótica e submensal-intrassazonal. Escalas: sinótica (02-06 dias); submensal (07-29 dias); intrassazonal (30-90 dias).

Fonte: Produção do autor.

5 CONCLUSÃO

A fim de estudar as características da circulação atmosférica durante o início da estação chuvosa (IEC), foram encontradas 38 datas de IEC na região do COB e 39 datas, no SEB, a partir do método de Gan et al. (2004) para o período de 1979-2017. Com a classificação destas datas em categoria média climatológica (total), precoce (P) e tardia (T), e pela análise dos compostos das principais variáveis climáticas em vários níveis da atmosfera, incluindo a superfície, foi possível identificar os seguintes padrões:

- 1) Tanto COB quanto SEB apresentam a data média de IEC na pântada 60 (23-27 de outubro), porém a variabilidade do SEB é maior do que a do COB, ou seja, 4 pântadas de desvio-padrão no SEB contra 3 pântadas para as datas de IEC no COB;
- 2) Nos momentos que antecedem o IEC, notam-se dois núcleos de precipitação intensa e superior à média diária climatológica das regiões de estudo, localizados a noroeste e sul do Brasil. Consecutivamente, tem-se a propagação e conexão desses núcleos, principalmente sobre o COB, o que eleva abruptamente e mantém a precipitação acima da média diária climatológica nestas regiões, marcando o IEC;
- 3) Há uma predominância de chuvas menos (mais) intensas na categoria P (T) distribuídas em uma maior parte do interior do país, quando comparada com a média climatológica do COB e SEB;
- 4) Em 850 hPa, na categoria P (T) há a formação de uma circulação anômala anticiclônica (cyclônica) nos momentos que antecedem o IEC no COB; sendo que em altos níveis nota-se um escoamento anômalo de oeste (leste), se comparado com a categoria Total de ambas as regiões de estudo. Ainda em altos níveis, são notadas alternâncias anômalas nos centros de vortacidade que sugere a propagação de trens de ondas de Rossby originados no Indo-Pacífico e Austrália e que atuam sobre a região de estudo em 3 e 2 pântadas antes do IEC;
- 5) Durante o IEC de ambas as regiões, nota-se a conexão e o acoplamento entre a circulação da célula regional de Hadley e a circulação de brisa de

maior escala próximo ao Oceano Atlântico. Sendo que essas circulações apresentam menor (maior) intensidade na categoria P (T) quando comparadas com a circulação média climatológica. Vale ressaltar que na categoria T de ambas as regiões, há o enfraquecimento desta circulação por volta de 3 a 2 pântadas antes do IEC, principalmente no SEB, sugerindo que se essa circulação não enfraquecesse, a data de IEC poderia ocorrer próxima à data média climatológica;

- 6) Sobre os principais sistemas precipitantes atuantes nas duas regiões, notou-se que o IEC na categoria P (T) é marcado pela presença de sistemas transientes (eventos de ZCAS), em ambas as regiões de estudo. Em anos de IEC tardio, a OMJ mostrou-se neutra ou atuando em uma fase que desfavorece a convecção em grande parte do interior do continente próximo da data média climatológica e, nesta mesma categoria, quando a oscilação se mostrava favorável e as características dinâmicas (ou seja, circulação em baixos e altos níveis conectando a célula regional de Hadley e a brisa marítima de grande escala) e físicas (calor e umidade disponíveis para o fluxo de calor latente supere o fluxo de calor sensível) acopladas, o IEC foi marcado pela atuação de ZCAS;
- 7) De modo geral, o fluxo de calor sensível se mostra superior ao fluxo de calor latente antes do IEC na categoria P de ambas as regiões, que inverte com o IEC. Na categoria T, o fluxo de calor latente é superior ao fluxo de calor sensível em todas as pântadas analisadas. Isso implica na necessidade do aumento gradativo da temperatura do ar para instabilizar a coluna atmosférica que, juntamente com a saturação da umidade, dispara a atividade convectiva intensa característica do IEC. Destaque para o IEC no SEB que apresenta um pico de fluxo de calor sensível antes do IEC notado em todas as categorias;
- 8) Apesar da disponibilidade de calor e umidade para ter o IEC nos anos que a data foi tardia, os padrões dinâmicos de grande escala não se mostram forte e persistentes o bastante para que o IEC acontecesse próxima à data média climatológica;

- 9) Não foi notado um padrão intenso e bem definido da condição para que ocorra instabilidade barotrópica durante o IEC de ambas as regiões. Contudo, esta condição foi melhor notada na categoria T da região SEB;
- 10) Sobre a interação dinâmica entre as escalas de tempo, o IEC no COB é marcado pela alternância de centros vorticidade em 200 hPa ao longo do Oceano Pacífico Sul na escala submensal, similar a trens de ondas. Esse padrão também influencia o movimento vertical em 500 hPa. Na escala sazonal, a combinação dos padrões dinâmicos das escalas sinóticas, submensal e intrassazonal faz com que haja confluência do vento horizontal em 850 hPa e movimento ascendente na região de estudo, favorecido pela amplificação do cavado em 200 hPa que atravessa a cordilheira dos Andes. Neste contexto, a escala submensal em baixos níveis e a intrassazonal em altos níveis foram as que mais favoreceram as condições dinâmicas para o IEC na região do COB ocorrerem precocemente. Por outro lado, tanto em baixos como em altos níveis, a escala intrassazonal foi a que mais contribuiu para que o IEC fosse tardio;
- 11) Para o SEB, nota-se uma circulação ciclônica (anticiclônica) em baixos níveis sobre a região de estudo que favorece (desfavorece) os movimentos ascendentes em 500 hPa na escala submensal (intrassazonal). Na escala sazonal, há o predomínio do padrão identificado na escala submensal, assim são notados movimentos ascendentes no SEB e subsidentes no Sul do país, e essa estrutura dinâmica favorece a característica do tipo dipolo de precipitação. Em altos níveis, o cavado em 200 hPa que atravessa os Andes contribui para o IEC na região, assim como notado no COB. Na categoria P, as características dinâmicas são menos intensas do que durante a data de IEC média climatológica e da categoria T. O IEC é induzido pela atuação de sistemas transientes ao sul da região de estudo. Por fim, a circulação e fenômenos a ela relacionada se mostram mais intensos na categoria T do que nas demais categorias. No IEC pode ser observado um padrão semelhante àquele notado no verão, quando o SMAS já se encontra em sua fase madura. Há também uma circulação anticiclônica persistente, desde

baixos até altos níveis da troposfera sobre o Oceano Pacífico Sudeste e que pode ser notado na escala submensal e, principalmente, na escala sazonal. A região de formação, a estrutura dinâmica e duração deste sistema são típicas de bloqueio atmosférico.

- 12) Quanto a conversão de energia cinética na AS durante o trimestre SON notou-se que no geral o termo de convergência do fluxo ageostrópico (CTA) apresenta um padrão oposto e de mesma intensidade que a conversão baroclínica (CBC) da energia. A conversão apresenta uma influência menos intensa e a conversão entre as escalas, assim como a dissipação por processos mecânicos, é o que apresenta menor contribuição na energética do sistema.

Em suma, foi possível notar que não há um único fator dinâmico e/ou físico dominante que determina o IEC relacionado ao SMAS, mas diversos fatores que atuam em várias escalas de tempo e espaço. Estes fatores quando se mostram favoráveis para ter movimento ascendente e se conectam, facilitam a convecção, intensificam a precipitação nas regiões de estudo e marcam o IEC. Contudo, além da disponibilidade de calor e umidade, ambas as regiões mostraram que o padrão trens de ondas em altos níveis vindo do Pacífico Oeste entre 2 e 3 pêntadas antes do IEC e a atuação de sistemas transientes próximos às regiões de estudo contribuem para o IEC. Enquanto que, a combinação dinâmica entre as escalas submensal e intrassazonal de 850 hPa e 200 hPa, respectivamente, contribuem para que o IEC no COB ocorra precocemente; para o IEC tardio nesta região a contribuição é somente da escala intrassazonal em ambos os níveis. Já no SEB, sugere-se que o IEC precoce seja motivado por sistemas transientes que atuam em sua porção sul, gerando chuva estratiforme sobre a região, uma vez que não apresenta movimento ascendente intenso em 500 hPa; por outro lado, o IEC tardio se mostra influenciado por um padrão barotrópico de circulação anticiclônica no Pacífico Sudeste, similar às características clássicas de bloqueio atmosférico.

5.1 Sugestão para trabalhos futuros

Com base nos resultados apresentados neste estudo, sugere-se como tema para trabalhos futuros os seguintes itens:

- Investigar as demais características da estação chuvosa do SMAS, como por exemplo: fim, duração, intensidade e períodos inativos da estação chuvosa nas categorias P, M e T;
- Examinar a possível influência de outros modos de variabilidade de baixa à baixíssima frequência, como ODP, Dipolo do Atlântico, Dipolo do Índico, Oscilação Multidecenal do Atlântico, etc, na variabilidade interanual das datas de início e fim da estação chuvosa;
- Apurar se a condição para instabilidade barotrópica apresenta um padrão melhor distribuindo na fase madura do SMAS;
- Aprofundar o estudo das conversões de energia entre o início e fim da estação chuvosa;
- Avaliar a destreza de modelos regionais e globais em representar as características físicas e dinâmicas discutidas no presente estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Divisões hidrográficas do Brasil**. Dez. 2018. Disponível em: <https://www.ana.gov.br/monitoramento/panorama-das-aguas/divisooes-hidrograficas>. Acesso em: 22 de jan. 2020.
- AIYYER, A; MOLINARI, J. MJO and tropical cyclogenesis in the Gulf of Mexico and eastern Pacific: case study and idealized numerical modeling. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 8, p. 2691-2704, 2008.
- ALMEIDA, V. A.; MARTON, E.; NUNES, A. Assessing the ability of three global reanalysis products to reproduce South American monsoon precipitation. **Atmosfera**, v. 31, n. 1, p. 1-10, 2018.
- ALVAREZ, M. S. et al. Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 1/2, p. 245-262, 2016.
- ALVES, J. et al. Oscilações Intrassazonais Convectivas entre as regiões Indico-Pacífico e o nordeste do Brasil: algumas características observacionais e de modelagem. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 1, p. 193-206, 2018.
- AMBRIZZI, T.; DE SOUZA, E. B.; PULWARTY, R. S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: DIAZ, H. F.; BRADLEY, R. S. (Ed.). **The Hadley circulation: present, past and future**. Dordrecht: Springer, 2004. p. 203-235.
- ÅNGSTRÖM, A. Teleconnections of climatic changes in present time. **Geografiska Annaler**, v. 17, n. 3/4, p. 242-258, 1935.
- ANANTHAKRISHNAN, R.; SOMAN, M. K. The onset of the southwest monsoon over Kerala: 1901–1980. **Journal of Climatology**, v. 8, n. 3, p. 283-296, 1988.
- ASSUNÇÃO, P. E. V.; WANDER, A. E. Competitividade do sistema agroindustrial do feijão-comum no Estado de Goiás. **Scientia Plena**, v. 10, n. 7, p. 1-12, 2014.
- AYOADE, J. O. **Introdução a climatología para os trópicos**. 4.ed. Rio de Janeiro: Brestrand, 1996.
- BIGG, G. R. Ocean–atmosphere interaction. In: OLIVER, J. E. (Ed.). **Encyclopedia of world climatology**. [S.l.]: Springer Science, 2008.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. Variabilidade do regime de monções sobre o Brasil: o clima presente e projeções para um cenário com 2xCO₂ usando o modelo MIROC. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 1, p. 58-72, 2008.
- BOMBARDI, R. J.; MORON, V.; GOODNIGHT, J. S. Detection, variability, and predictability of monsoon onset and withdrawal dates: a review. **International Journal of Climatology**, 2019.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.
- CARVALHO, L. M. V. The monsoons and climate change. In: CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. (Ed.). **The monsoons and climate change**. Cham: Springer, 2016. p. 1-6.
- CARVALHO, L. M. V.; CAVALCANTI, I. F. A. The South American Monsoon System (SAMS). In: CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. (Ed.). **The monsoons and climate change**. Cham: Springer, 2016. p. 121-148.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 2, p. 83-90, 1986.
- CAVALCANTI, I. F. A. et al. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988, 2002.
- CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 317-335.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 135-47.
- CHEN, M. et al. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D4, 2008.
- COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F.; FIRPO, M. A. F. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. **Theoretical and applied climatology**, v. 125, n. 3/4, p. 769-784, 2015.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11/12, p. 3737-3752, 2015.

- COLLINI, E. A. et al. How does soil moisture influence the early stages of the South American monsoon? **Journal of Climate**, v. 21, n. 2, p. 195-213, 2008.
- DICKINSON, R. E.; CLARE, F. J. Numerical study of the unstable modes of a hyperbolic-tangent barotropic shear flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 6, p. 1035-1049, 1973.
- DIMA, I. M.; WALLACE, J. M.; KRAUCUNAS, I. Tropical zonal momentum balance in the NCEP reanalyses. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 62, n. 7, p. 2499-2513, 2005.
- DIMA, I. M.; WALLACE, J. M. Structure of the annual-mean equatorial planetary waves in the ERA-40 reanalyses. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 64, n. 8, p. 2862-2880, 2007.
- DUNKERTON, T. J.; CRUM, F. X. Eastward propagating~ 2-to 15-day equatorial convection and its relation to the tropical intraseasonal oscillation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 100, n. D12, p. 25781-25790, 1995.
- EADY, E. T. Long waves and cyclone waves. **Tellus**, v. 1, n. 3, p. 33-52, 1949.
- FASULLO, J.; WEBSTER, P. J. A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal. **Journal of Climate**, v. 16, n. 19, p. 3200-3211, 2003.
- FERREIRA, S. A.; GAN, M. A. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. **Atmospheric Science Letters**, v. 12, n. 3, p. 253-260, 2011.
- FITZPATRICK, R. G. J.; BAIN, C. L.; KNIPPERTZ, P.; MARSHAM, J. H.; PARKER, D. J. The West African Monsoon Onset: A Concise Comparison of Definitions. **Journal of Climate** 28(22): 8673–8694, 2015
- FLATAU, M. K.; FLATAU, P. J.; RUDNICK, D. The Dynamics of Double Monsoon Onsets. **Journal of Climate** 14(21): 4130–4146, 2001.
- FOSS, M.; CHOU, S. C.; SELUCHI, M. E. Interaction of cold fronts with the Brazilian Plateau: a climatological analysis. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 9, p. 3644-3659, 2017.
- GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 10, p. 2713-2733, 1998.
- GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical South America: mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544-2559, 2000.
- GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 449, p. 447-462, 1980.

- GONZALEZ, M. et al. The nature of the rainfall onset over central South America. **Atmósfera**, v. 20, n. 4, p. 377-394, 2007.
- GOZZO, L. F. et al. Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: climatological aspects and case study. **Journal of Climate**, v. 27, n. 22, p. 8543-8562, 2014.
- GOSWAMI, B. N. South Asian monsoon. In: LAW, W. K. M. **Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system**. Berlin: Springer, 2005. p. 19-61.
- GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. **Journal of Climate**, v. 20, n. 24, p. 5929-5945, 2007.
- GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 9, p. 2257-2275, 2009.
- GRIMM, A. M.; DIAS, M. A. F. S. Global monsoon system. **Research and Forecast**, v. 5, p. 239, 2011.
- GRIMM, A. M. South American monsoon and its extremes. In: VURUPUTUR, V.; SUKHATME, J.; MURTUGUDDE, R.; ROCA, R. (Ed.). **Tropical extremes**. [S.l.]: Elsevier, 2019. p. 51-93.
- 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, n. 1/2, p. 907-932, 2019.
- GRISE, K. M.; THOMPSON, D. W. J. Equatorial planetary waves and their signature in atmospheric variability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 3, p. 857-874, 2012.
- HACHIGONTA, S.; REASON, C. J. C.; TADROSS, M. An analysis of onset date and rainy season duration over Zambia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 91, n. 1/4, p. 229-243, 2008.
- HASTENRATH, S. **Climate dynamics of the tropics**. 2.ed. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1991.
- HASTENRATH, S. **Climate dynamics of the tropics**. 3.ed. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2014.
- HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. [S.l.]: Academic Press, 1994.
- HENDON, H. H.; LIEBMANN, B. The intraseasonal (30–50 day) oscillation of the Australian summer monsoon. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 24, p. 2909-2924, 1990.

HENDON, H. H.; LIEBMANN, B. The structure and annual variation of antisymmetric fluctuations of tropical convection and their association with Rossby–gravity waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 19, p. 2127-2140, 1991.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4.ed. New York: Academic, 2004.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388-1403, 1989.

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, n. 6, p. 1179-1196, 1981.

IORIS, A. A. R.; IRIGARAY, C. T.; GIRARD, P. Institutional responses to climate change: opportunities and barriers for adaptation in the Pantanal and the Upper Paraguay River Basin. **Climatic Change**, v. 127, n. 1, p. 139-151, 2014.

JIANG, T.; DENG, Y.; LI, W. Local kinetic energy budget of high-frequency and intermediate-frequency eddies: Winter climatology and interannual variability. **Climate dynamics**, v. 41, n. 3-4, p. 961-976, 2013.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V.; LIEBMANN, B. Forecast skill of the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 25, n. 6, p. 1883-1889, 2012.

JONES, J. W.; ANTLE, J. M.; BASSO, B.; BOOTE, K. J.; CONANT, R. T.; FOSTER, I.; GODFRAY, H. C. J.; HERRERO, M.; HOWITT, R. E.; JANSSEN, S.; KEATING, B. A.; MUNOZ-CARPENA, R.; PORTER, C. H.; ROSENZWEIG, C.; WHEELER, T. R. Brief history of agricultural systems modeling. **Agricultural Systems**, v. 155, p. 240-254, 2017.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. The influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the eastern Andes low-level jet and precipitation in South America. **Climate and Atmospheric Science**, v. 1, n. 1, p. 1-7, 2018.

JONES, C. Recent changes in the South America low-level jet. **Climate and Atmospheric Science**, v. 2, n. 1, p. 1-8, 2019.

JUNK, W. J.; DE CUNHA, C. N. Pantanal: a large South American wetland at a crossroads. **Ecological Engineering**, v. 24, n. 4, p. 391-401, 2005.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30–60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus A**, v. 51, n. 3, p. 373-386, 1999.

- KAYANO, M. T.; OLIVEIRA, C. P.; ANDREOLI, R. V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 29, n. 10, p. 1439-1448, 2009.
- KHROMOV, S. P. Die geographische verbreitung der monsune. **Petermanns Geographische Mitteilungen**, v. 101, p. 234-237, 1957.
- KILADIS, G. N. Observations of Rossby waves linked to convection over the eastern tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 3, p. 321-339, 1998.
- KODAMA, Y. Large-scale common 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. Serie II**, v. 70, n. 4, p. 813-836, 1992.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 1, p. 217-231, 1988.
- KUO, H L. Dynamic instability of two-dimensional nondivergent flow in a barotropic atmosphere. **Journal of Meteorology**, v. 6, n. 2, p. 105-122, 1949.
- KUO, H L. Dynamics of quasigeostrophic flows and instability theory. In: YIH, C.S. (Ed.). **Advances in applied mechanics**. [S.l.]: Elsevier, 1973. p. 247-330.
- KUO, H. L. A two-layer model study of the combined barotropic and baroclinic instability in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 10, p. 1840-1860, 1978.
- LAING, A.; EVANS, J. L. **Introduction to tropical meteorology**. 2.ed. [S.l.]: COMET Program, 2011.
- LI, T. et al. A paper on the tropical intraseasonal oscillation published in 1963 in a Chinese journal. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, n. 9, p. 1765-1779, 2018.
- LIEBMANN, B. et al. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877-1891, 1999.
- LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308-4318, 2001.

LIEBMANN, B. et al. 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.

LIEBMANN, B. et al. Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v. 20, n. 10, p. 2037-2050, 2007.

LINDZEN, R. S.; TUNG, K. K. Wave overreflection and shear instability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 9, p. 1626-1632, 1978.

LINDZEN, R. S.; FARRELL, B.; ROSENTHAL, A. J. Absolute barotropic instability and monsoon depressions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 5, p. 1178-1184, 1983.

LONGOBARDI, A.; VILLANI, P. Trend analysis of annual and seasonal rainfall time series in the Mediterranean area. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 10, p. 1538-1546, 2010.

MA, H.-Y. et al. Impact of land surface processes on the South American warm season climate. **Climate Dynamics**, v. 37, n. 1-2, p. 187-203, 2011.

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 Sciences**, v. 28, n. 5, p. 702-708, 1971.

MANTUA, N. J. et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1080, 1997.

MARENGO, J. A. et al. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833-852, 2001.

MARENGO, J. A. et al. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MARENGO, J. A. et al. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1-21, 2012.

MATSUNO, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 44, n. 1, p. 25-43, 1966.

MATTHEWS, A. J.; SINGHRUCK, P.; HEYWOOD, K. J. Deep ocean impact of a Madden-Julian Oscillation observed by Argo floats. **Science**, v. 318, n. 5857, p. 1765-1769, 2007.

MCBRIDE, J. L.; FRANK, W. M. Relationships between stability and monsoon convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 1, p. 24-36, 1999.

- MCPHADEN, M. J.; YU, X. Equatorial waves and the 1997–98 El Niño. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 19, p. 2961-2964, 1999.
- MCMURDIE, W. L., HOUZE, R. A. Weather systems. In: WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. (Ed.). **Atmospheric science**. 2.ed. [S.l.]: Academic Press, 2006. p. 313–373.
- MISHRA, S. K.; SALVEKAR, P. S. Role of baroclinic instability in the development of monsoon disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 2, p. 383-394, 1980.
- MISHRA, S. K.; PATWARDHAN, M. D.; GEORGE, L. A primitive equation barotropic instability study of the monsoon onset vortex, 1979. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, n. 468, p. 427-444, 1985.
- MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; GAN, M. A. Structure and evolution of the large-scale flow and an embedded upper-tropospheric cyclonic vortex over Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 7, p. 1673-1688, 2001.
- MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H. Genesis of the northeast Brazil upper-tropospheric cyclonic vortex: a primitive equation barotropic instability study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 4, p. 1379-1392, 2007.
- MIRAGAYA, J. F. G. O desempenho da economia na Região Centro-Oeste. In: CAVALCANTI, I. M. et al. (Org.). **Um olhar territorial para o desenvolvimento: Centro Oeste**. Rio de Janeiro: BNDES, 2014. p.424-452.
- MOHTADI, M.; PRANGE, M.; STEINKE, S. Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall. **Nature**, v. 533, n. 7602, p. 191-199, 2016.
- MOORE, A. M.; KLEEMAN, R. Stochastic forcing of ENSO by the intraseasonal oscillation. **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1199-1220, 1999.
- MURAKAMI, T.; NAKAZAWA, T. Transition from the Southern to Northern Hemisphere summer monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 9, p. 1470-1486, 1985.
- NEVES, D. J. D.; ARAÚJO, R. S.; ARAVÉQUIA, J. A. Análise da água precipitável e dos fluxos de calor latente/sensível no início da estação chuvosa das regiões sudeste e centro-oeste do Brasil. **Ciência e Natura**, p. 202-206, 2013.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279-291, 1997.
- PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. University Park, PA: University Park, 1968. 224p.

PETTENGELL, C. Climate change adaptation: enabling people living in poverty to adapt. **Oxfam Policy and Practice: Climate Change and Resilience**, v. 6, n. 2, p. 1-48, 2010.

PHILANDER, S. G. H. El Nino southern oscillation phenomena. **Nature**, v. 302, n. 5906, p. 295-301, 1983.

PHILLIPS, N. A. Energy transformations and meridional circulations associated with simple baroclinic waves in a two-level, quasi-geostrophic model. **Tellus**, v. 6, n. 3, p. 274-286, 1954.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do sul**. 99f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1994.

RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The life cycle of the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227-6246, 2008.

RAMAGE, C. S. **Monsoon meteorology**. New York: Academic Press, 1971.

RAO, V. B.; BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric physics**, v. 37, n. 1, p. 11-16, 1987.

RAO, V. B. et al. An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979–2011. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 1, p. 291-302, 2016.

REBOITA, M. S. et al. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). **Climate Dynamics**, v. 35, n. 7/8, p. 1331-1347, 2010.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

REBOITA, M. S.; SANTOS, I. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, 2015.

RIEHL, H. **Meteorologia tropical**. [S.l.]: Ao Livro Técnico/USAID, 1965.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. Extreme summer convection in South America. **Journal of Climate**, v. 23, n. 14, p. 3761-3791, 2010.

ROSSBY, C. G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. **Journal of Marine Research**, v. 2, p. 38-55, 1939.

SAHA, S. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015-1057, 2010.

SAHA, S. et al. The NCEP climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, n. 6, p. 2185-2208, 2014.

SALBY, M. L.; GARCIA, R. R.; HENDON, H. H. Planetary-scale circulations in the presence of climatological and wave-induced heating. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 16, p. 2344-2367, 1994.

SALBY, M L. **Fundamentals of atmospheric physics**. [S.l.]: Elsevier, 1996.

SANTOS, L. F. **Avaliação da destreza do modelo de circulação geral do CPTEC em prever o início e o fim da estação chuvosa na região Centro-Oeste do Brasil**. 155 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016. Disponível em: <http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34P/3L4KE9H>.

SANTOS, L. F.; GARCIA, S. R. Início e fim da estação chuvosa no Estado de Minas Gerais: comparação de duas metodologias diferentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, p. 92-104, 2016.

SANTOS, L. F.; MARTINS, F. B.; GARCIA, S. R. Padrões climatológicos de precipitação e temperatura do ar associados ao rendimento do feijão comum em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, 2018.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, 1989.

SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–1998 spring-summer season. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 10-11, p. 867-881, 2000.

SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical–midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 10, p. 1167-1190, 2000.

SHUKLA, J. Barotropic-baroclinic instability of mean zonal wind during summer monsoon. **Pure and applied geophysics**, v. 115, n. 5/6, p. 1449-1461, 1977.

SILVA, A. E; CARVALHO, L. M. V. Large-scale index for South America monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, n. 2, p. 51-57, 2007.

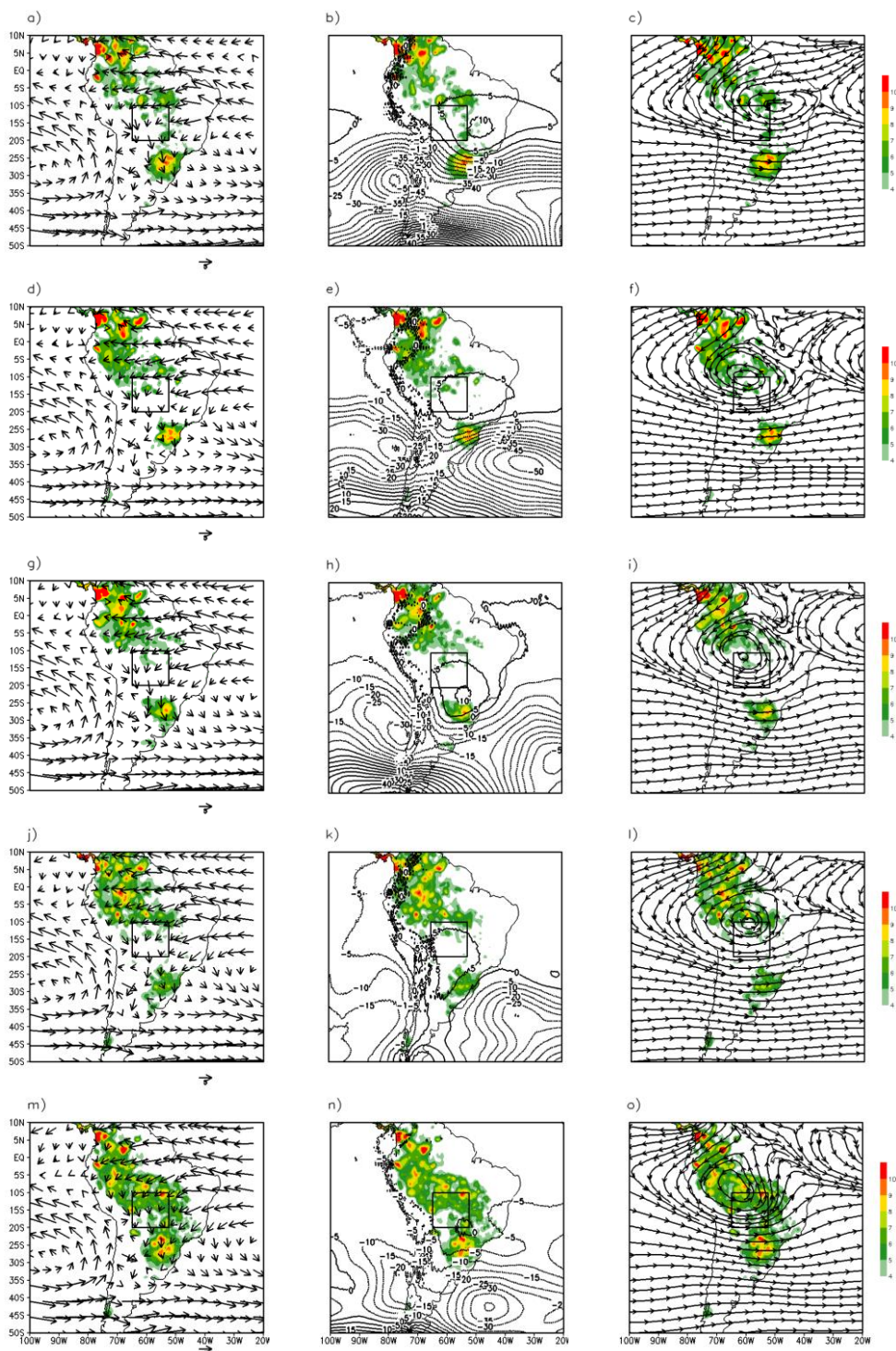
SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; HIGGINS, R. W. Daily precipitation statistics for South America: an intercomparison between NCEP reanalyses and observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 1, p. 101-117, 2011.

- SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E. The South American monsoon system: climatology and variability. **Modern climatology**, v. 398, 2012.
- SILVA DIAS, M. A. F.; CARVALHO, L. M. V. The South American Monsoon System. In: CHANG, C. P. (Ed.). **The global monsoon system: research and forecast**. [S.l.]: World Scientific, 2017. p. 25-33.
- 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, n. 9, p. 1754-1766, 2004.
- TAKAYABU, Y. N.; MURAKAMI, M. The structure of super cloud clusters observed in 1-20 June 1986 and their relationship to easterly waves. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 69, n. 1, p. 105-125, 1991.
- TYAGI, A. et al. A satellite based study of pre-monsoon thunderstorms (Nor'westers) over eastern India and their organization into mesoscale convective complexes. **Mausam**, v. 63, n. 1, p. 29-54, 2012.
- VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 3, p. 684-699, 2002.
- VERA, C. et al. The South American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63-78, 2006a.
- VERA, C. et al. Toward a unified view of the American monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977-5000, 2006b.
- VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599-610, 1981.
- VOYEIKOV, A. I. Regional monsoon climate over East Asia: Amur region, Baikal, Manchuria, Eastern Mongolia, China, Japan, etc. **Proceedings of Russian Geographical Society**, v. 15, p. 321-410, 1879.
- WANG, B. Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon. **Journal of Climate**, v. 15, n. 4, p. 386-398, 2002.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Elsevier, 2006.
- WEBSTER, P. J. The elementary monsoon. **Monsoons**, p. 3-32, 1987.
- WEBSTER, P. J. et al. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 103, n. C7, p. 14451-14510, 1998.

- WHEELER, M.; KILADIS, G. N. Convectively coupled equatorial waves: analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 3, p. 374-399, 1999.
- WHEELER, M.; KILADIS, G. N.; WEBSTER, P. J. Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 5, p. 613-640, 2000.
- WIEL, K. et al. 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.
- WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic Press, 2011.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION - WMO. **Guide to agricultural meteorological practices**. 2010 Disponível em: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/agm/gamp/documents/WMO_No134_en.pdf. Acesso em: 30 mar. 2015.
- WOOD, R. Stratus and stratocumulus. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, v. 2, p. 196-200, 2015
- XIE, P. et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 3, p. 607-626, 2007.
- YIN, L. et al. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11/12, p. 3127-3143, 2013.
- YOUNG, J. A. Physics of monsoons: the current view. In: FEIN, J. S.; STEPHENS, P. L. **Monsoons**. [S.l.]: John Wiley, 1987.
- ZENG, X; LU, E. Globally unified monsoon onset and retreat indexes. **Journal of Climate**, v. 17, n. 11, p. 2241-2248, 2004.
- ZHANG, Y. et al. Onset of the summer monsoon over the Indochina Peninsula: climatology and interannual variations. **Journal of Climate**, v. 15, n. 22, p. 3206-3221, 2002.
- ZHANG, C. Madden-Julian oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 43, n. 2, 2005.
- ZHISHENG, A. et al. Global monsoon dynamics and climate change. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 43, p. 29-77, 2015.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020-1040, 1998.

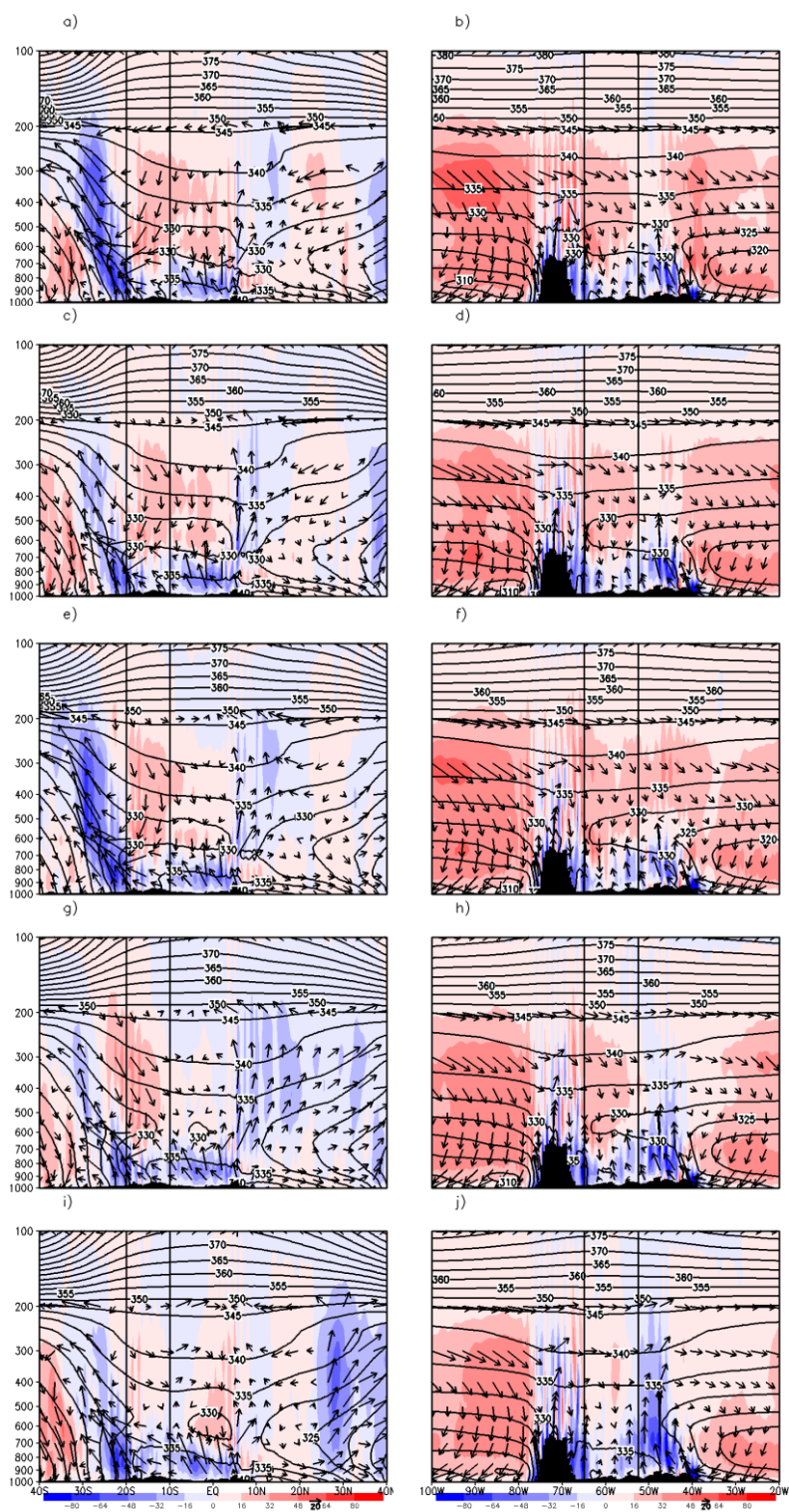
APÊNDICE A – COMPOSTOS DA CATEGORIA M

Figura A.1 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pêntadas à data do início da estação chuvosa na categoria média no Centro-Oeste do Brasil durante 1979-2017.



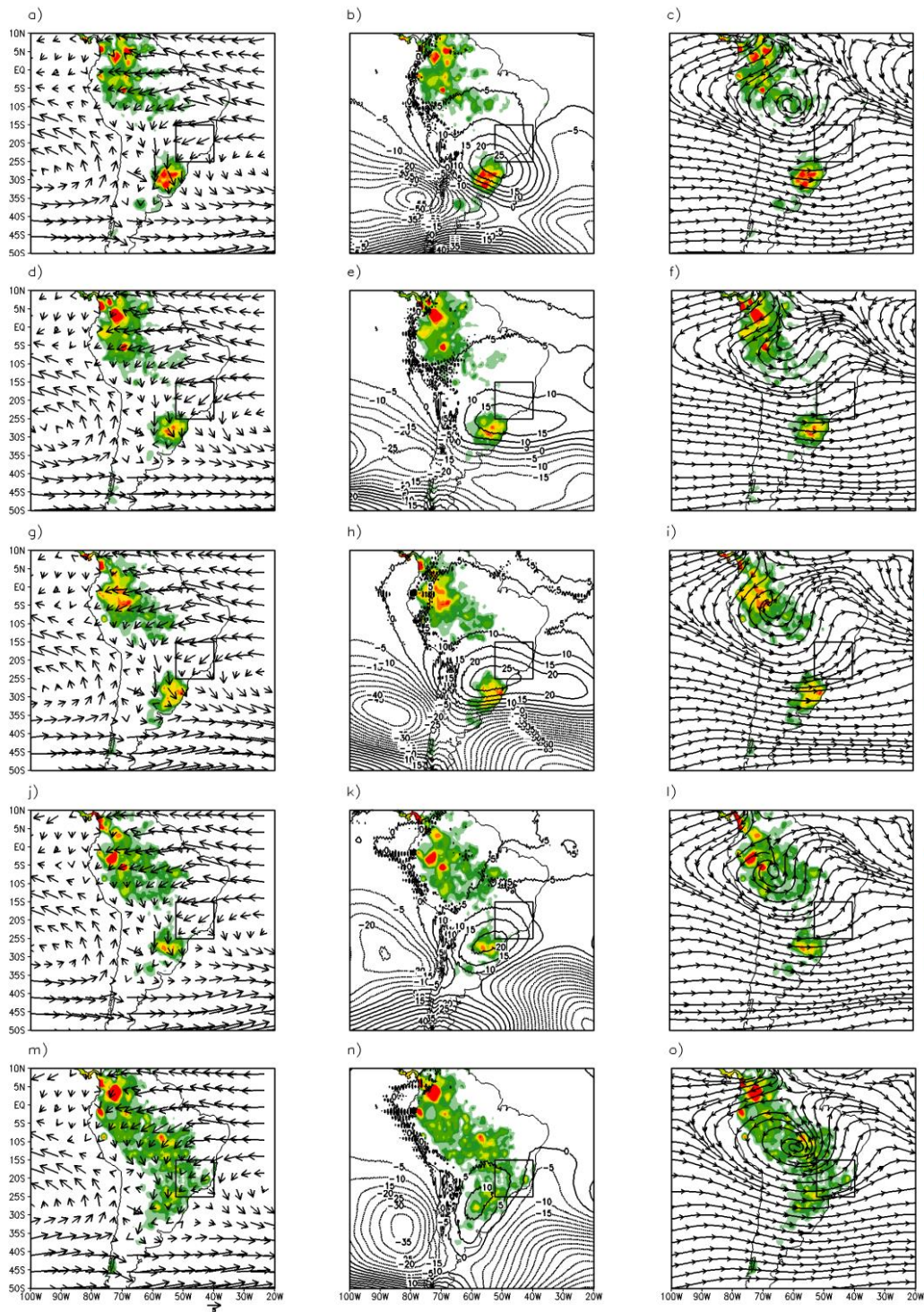
Fonte: Produção do autor.

Figura A.2 - Seção vertical da latitude (coluna à esquerda) e da longitude (coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data do início da estação chuvosa na categoria média no Centro-Oeste do Brasil no período de 1979-2017.



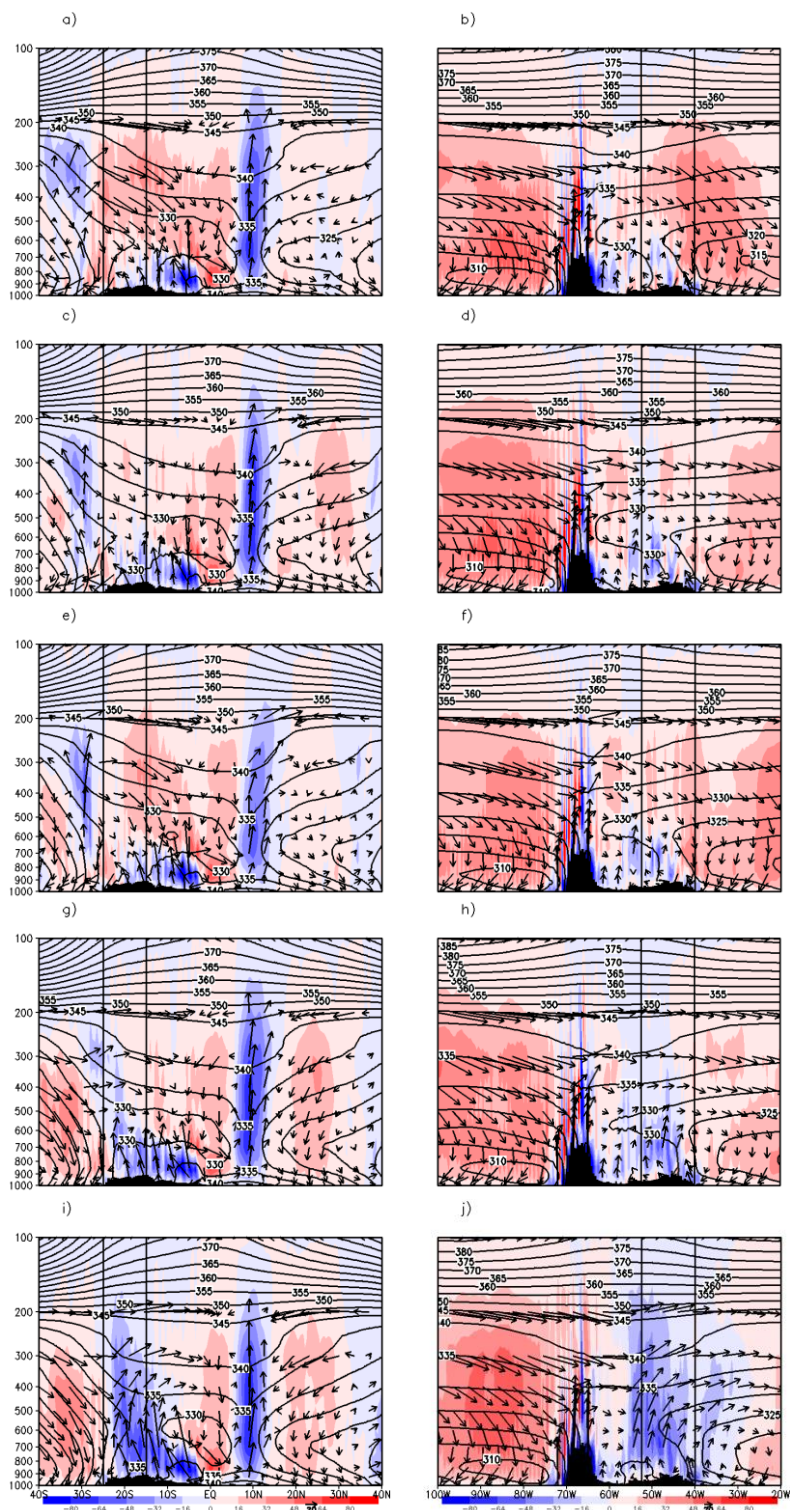
Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 - Compostos de precipitação (sombreado), vento horizontal em 850 hPa (vetor, coluna à esquerda), anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (contorno, coluna central) e circulação em 200 hPa (linhas de corrente, coluna direita) de -4 pêntadas à data do início da estação chuvosa na categoria média no Sudeste do Brasil durante 1979-2017.



Fonte: Produção do autor.

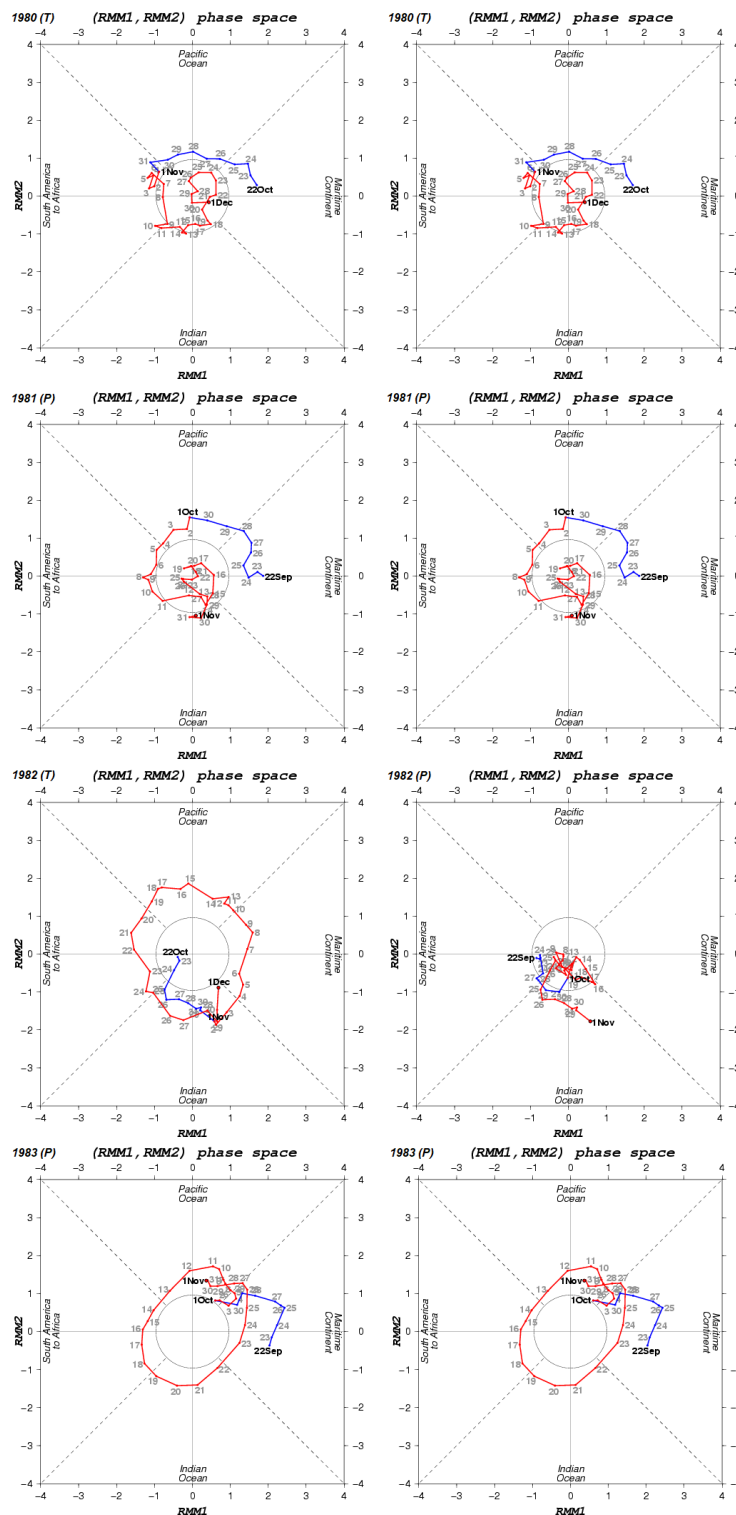
Figura A.4 - Seção vertical da latitude (coluna à esquerda) e da longitude (coluna à direita) do vento (vetor) e a temperatura potencial equivalente (contorno) de -4 pântadas à data do início da estação chuvosa na categoria média no Sudeste do Brasil no período de 1979-2017.



Fonte: Produção do autor

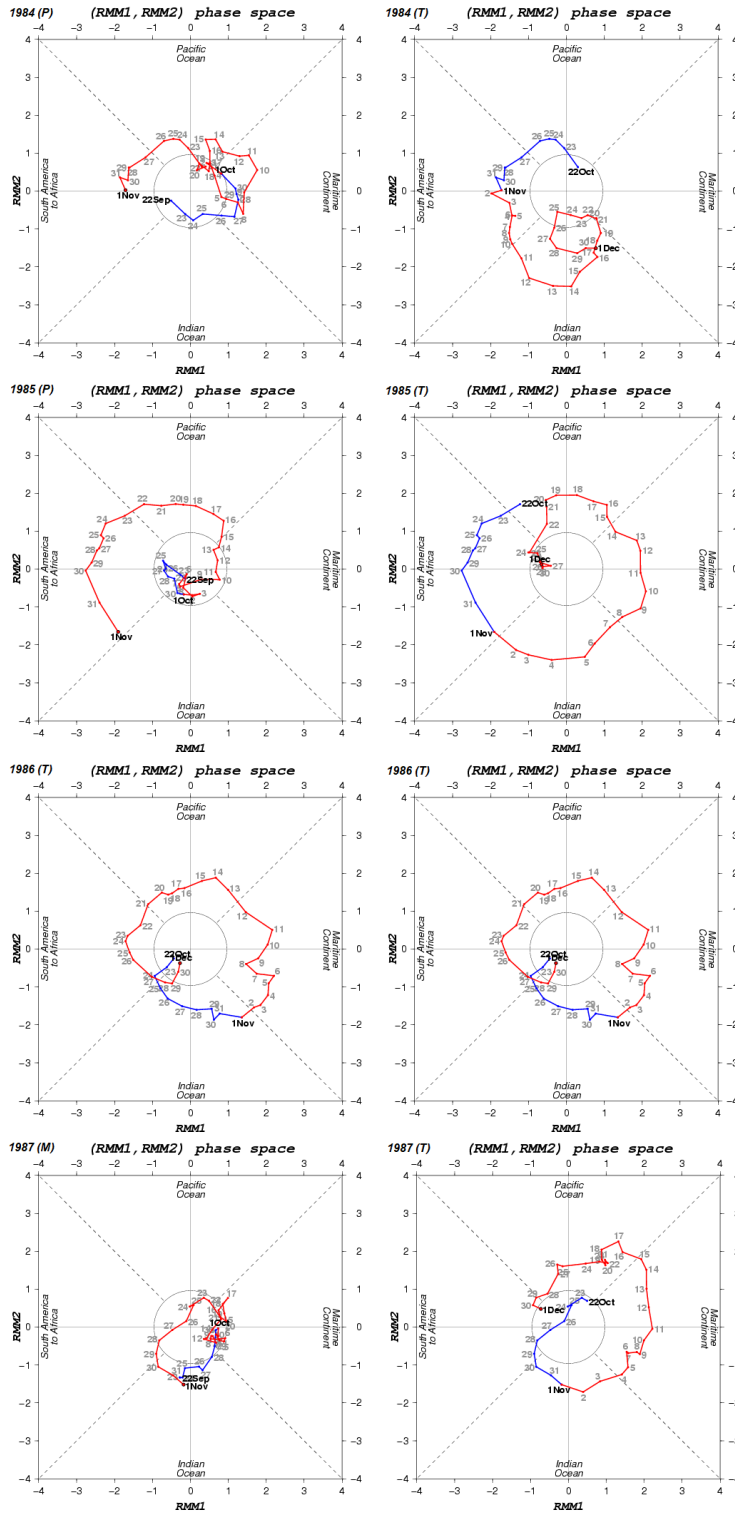
APÊNDICE B - DIAGRAMA ESPAÇO-FASE DO VPM

Figura B.1 - Diagrama espaço-fase com RMM1 e RMM2 do VPM durante o início da estação chuvosa no Centro-Oeste (coluna à esquerda) e Sudeste (coluna à direita) do Brasil no período de 1979-2017.



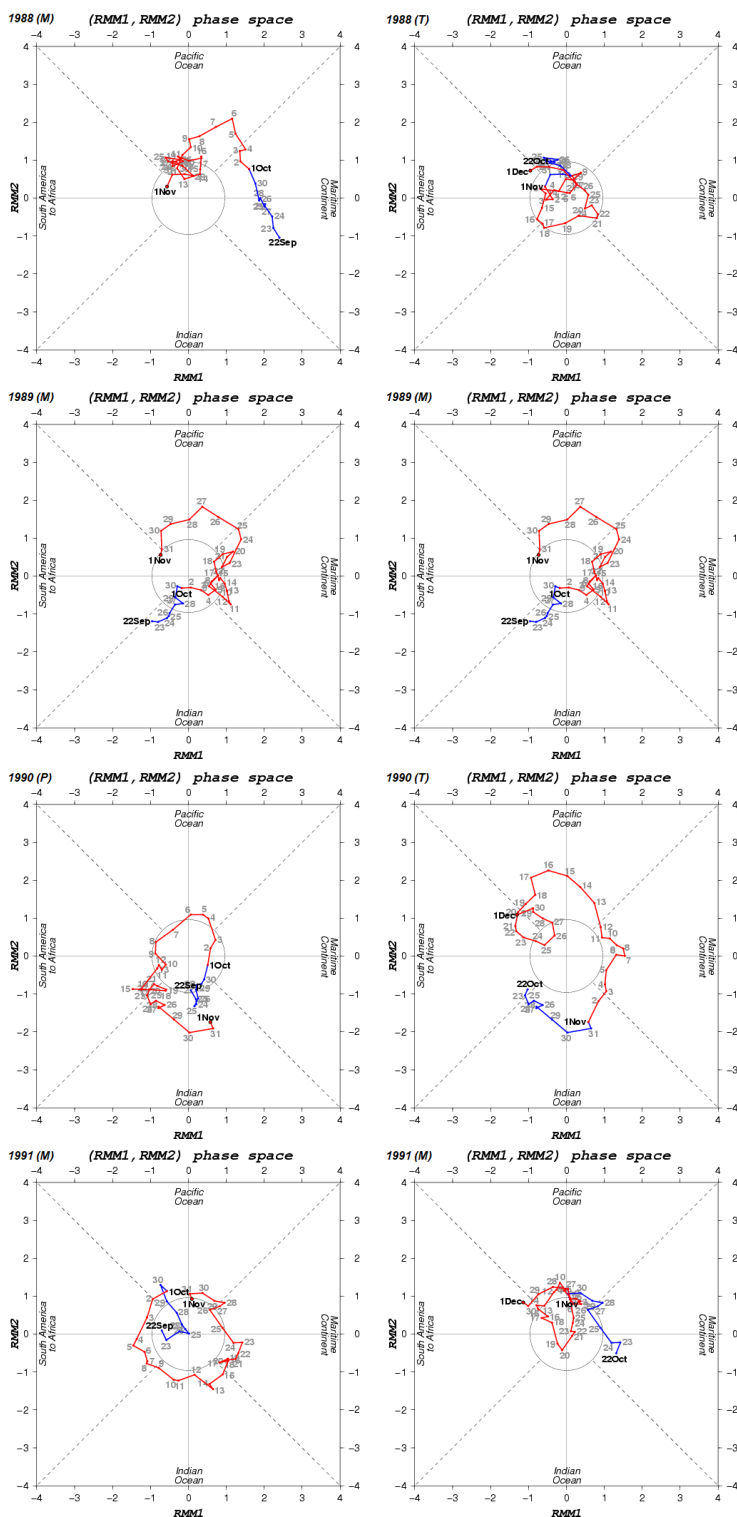
continua

Figura B.1 – Continuação.



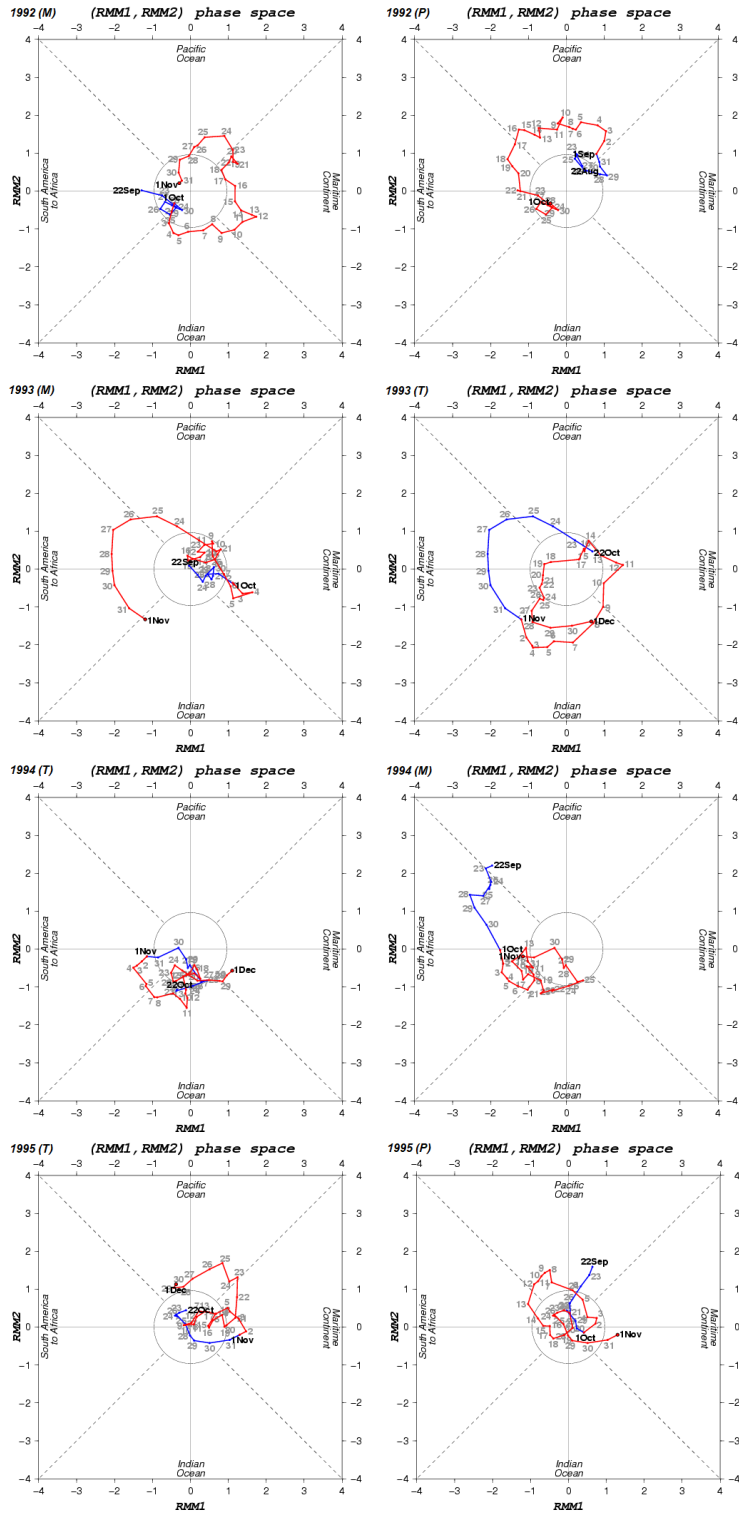
continua

Figura B.1 – Continuação.



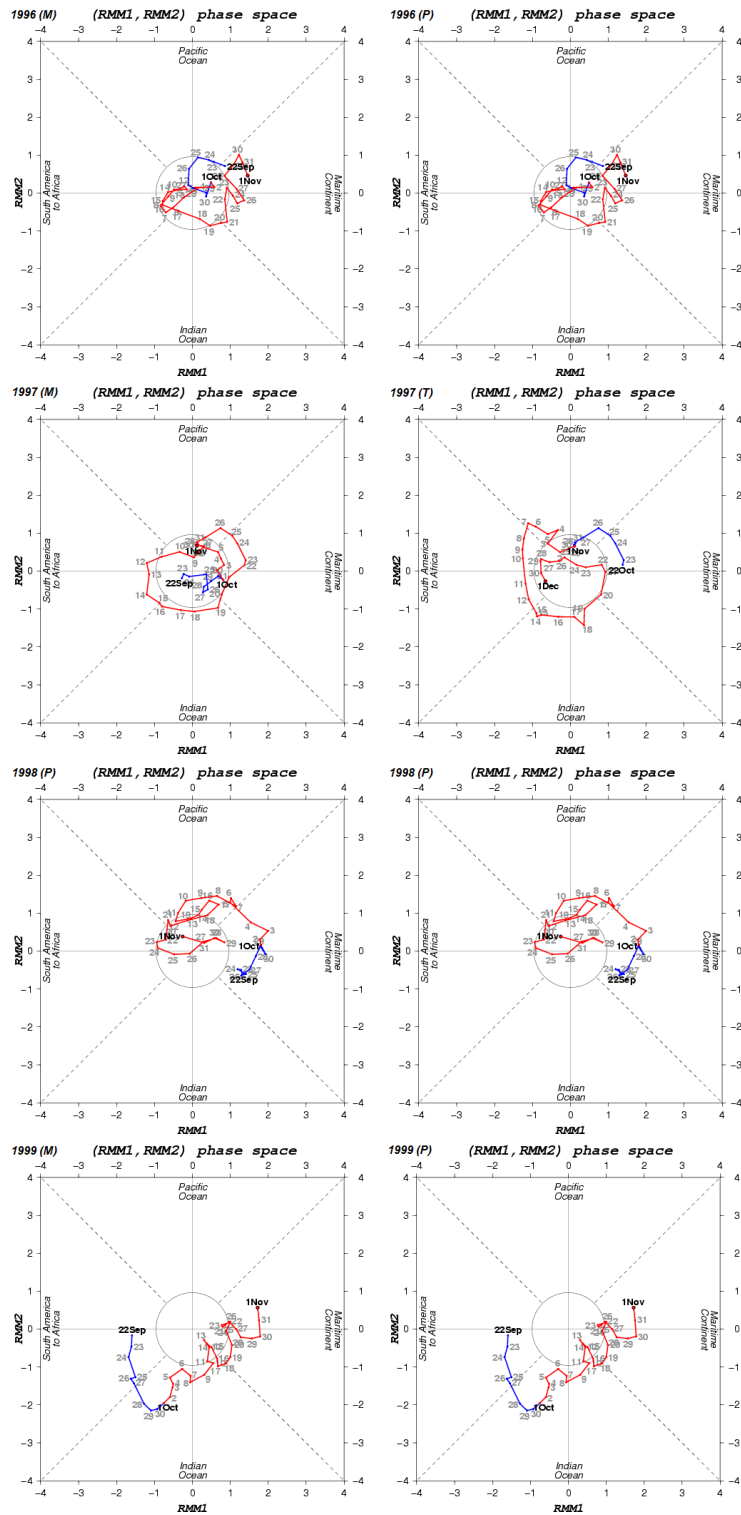
continua

Figura B.1 – Continuação.



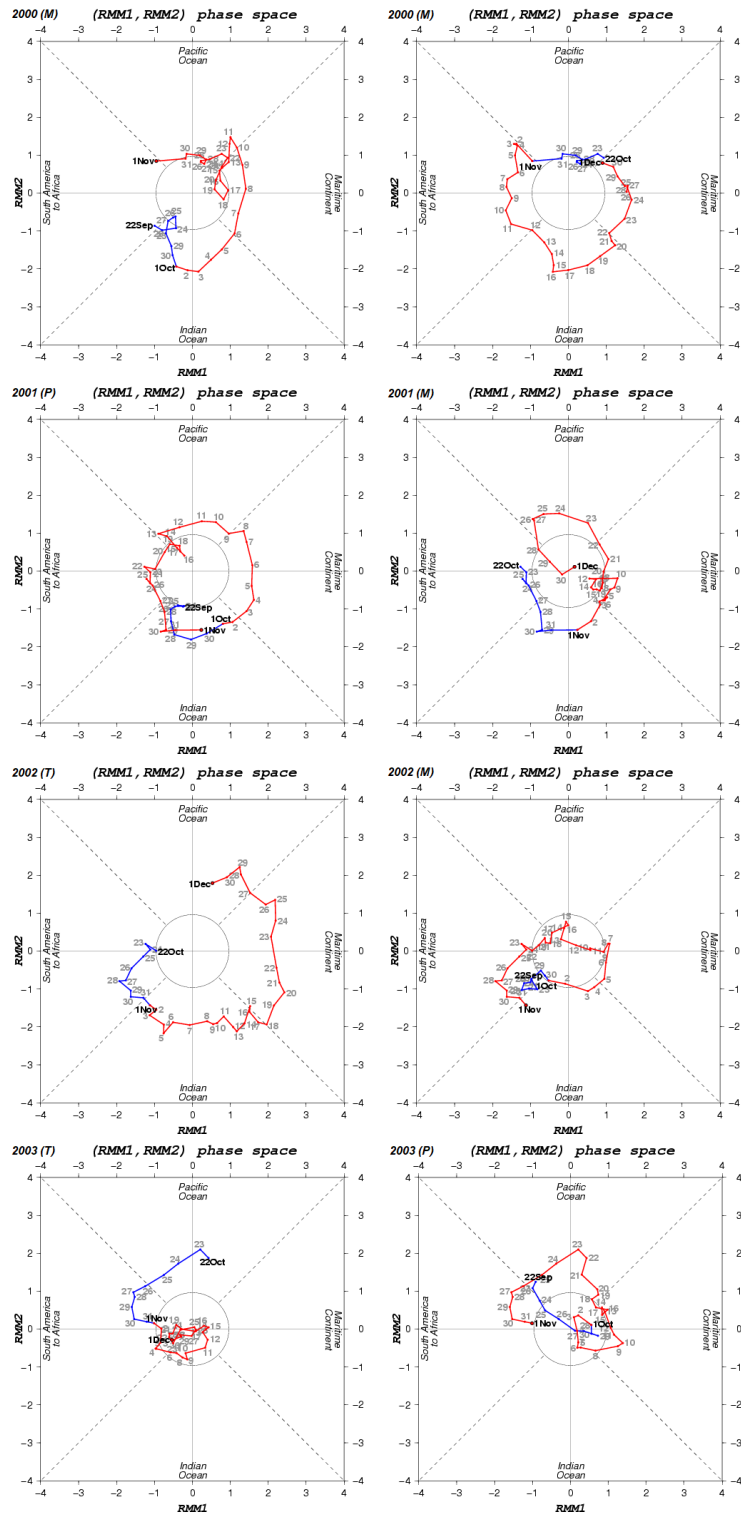
continua

Figura B.1 – Continuação.



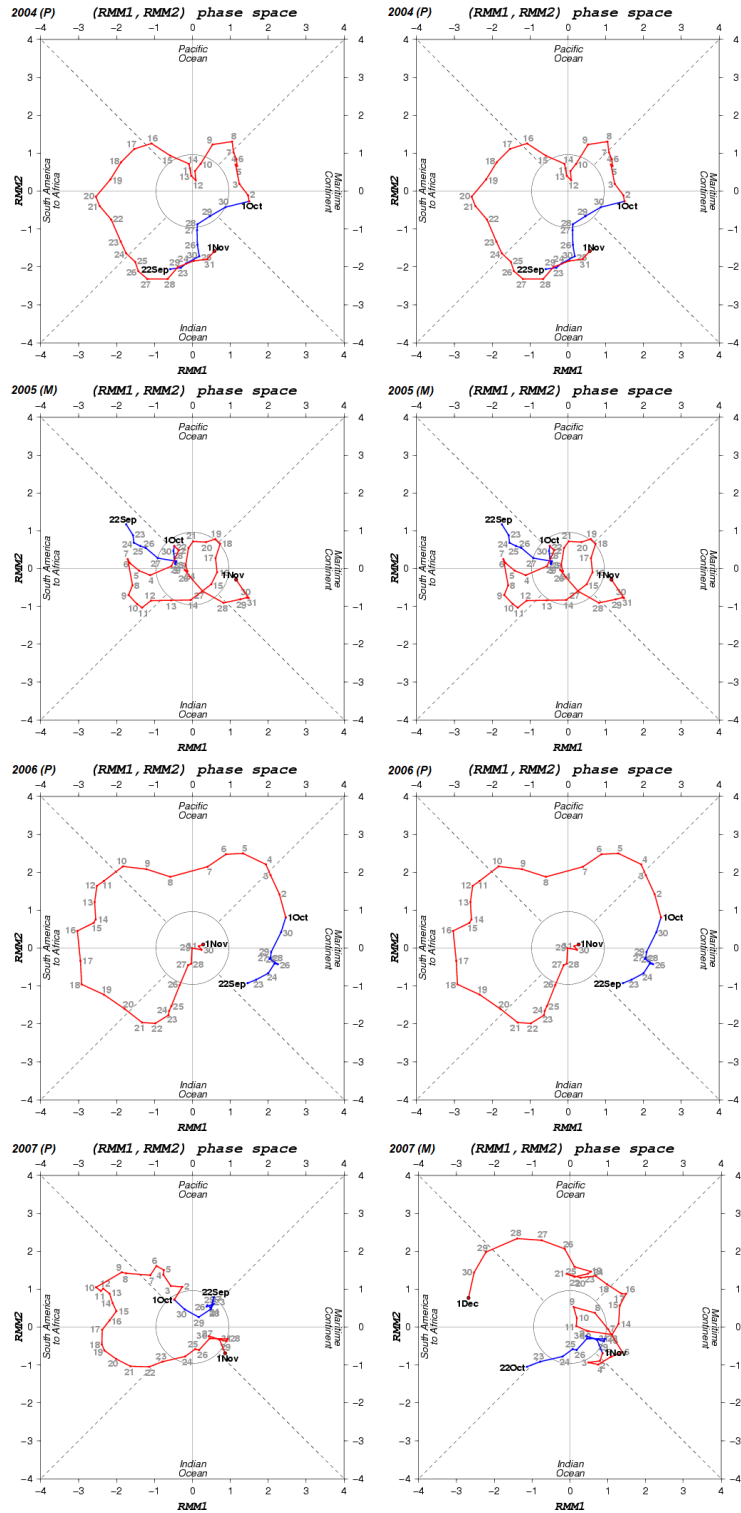
continua

Figura B.1 – Continuação.



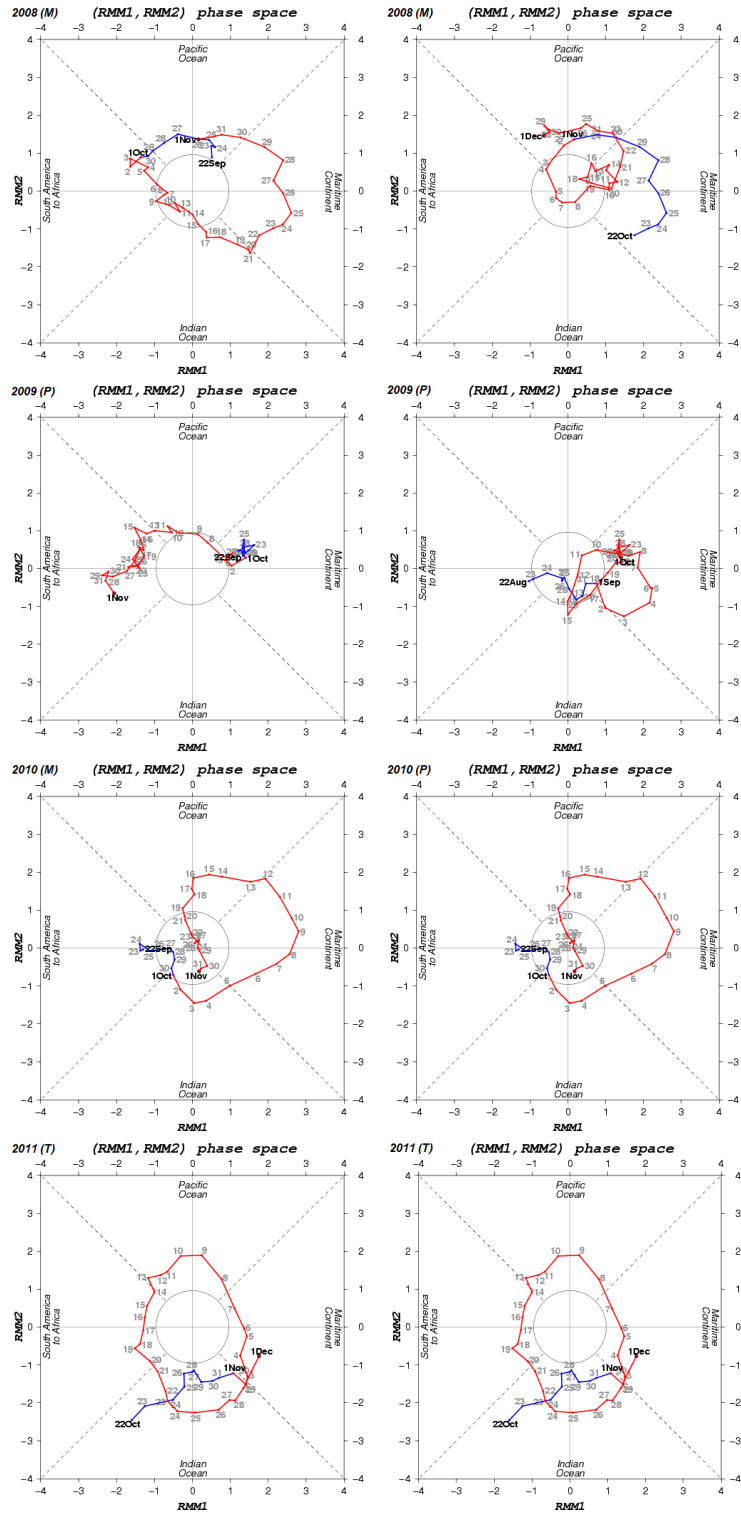
continua

Figura B.1 – Continuação.



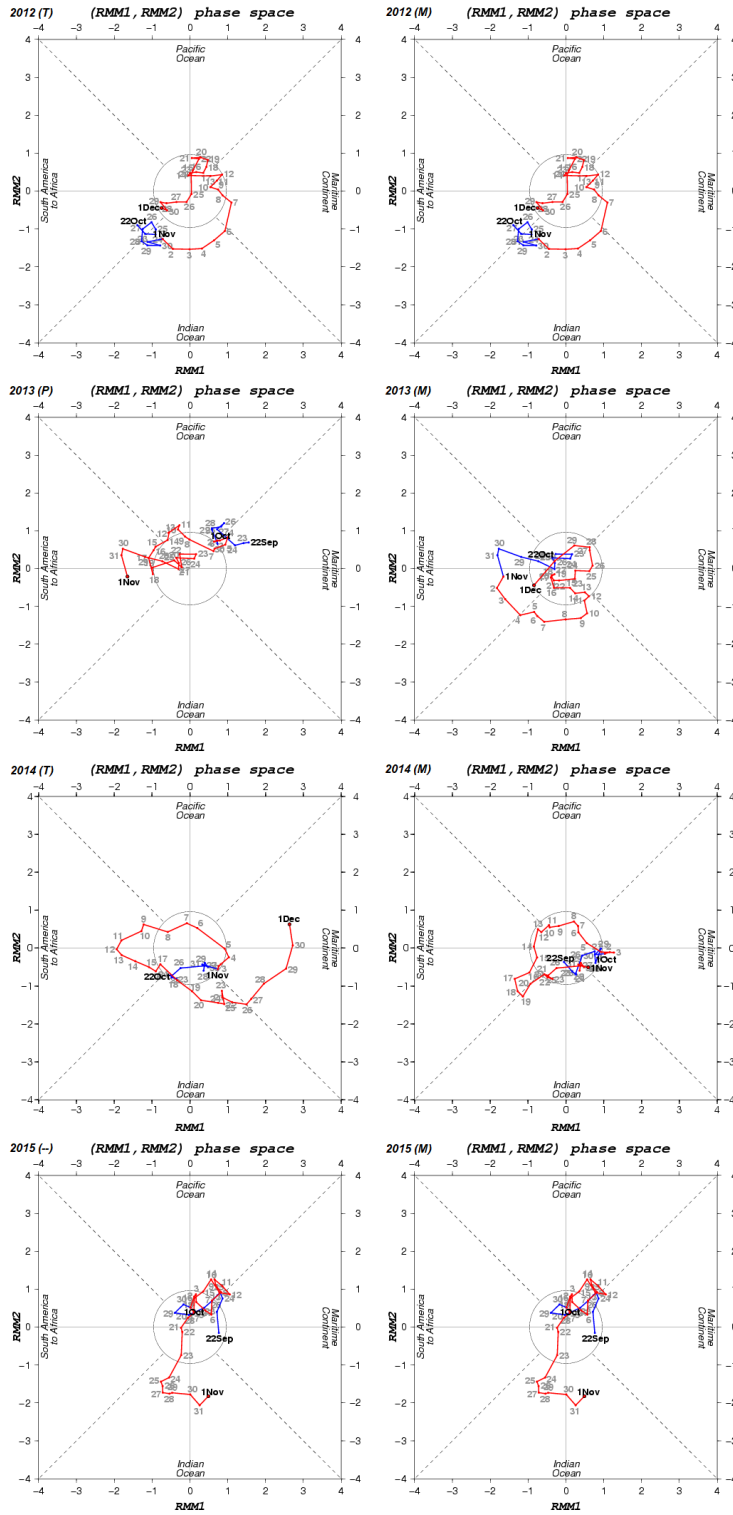
continua

Figura B.1 – Continuação.



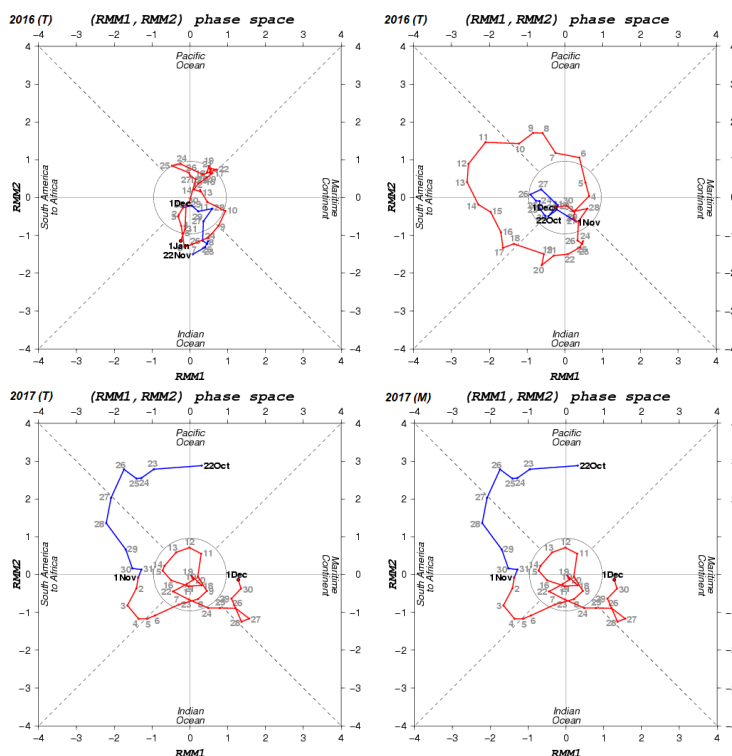
continua

Figura B.1 – Continuação.



continua

Figura B.1 – Conclusão.

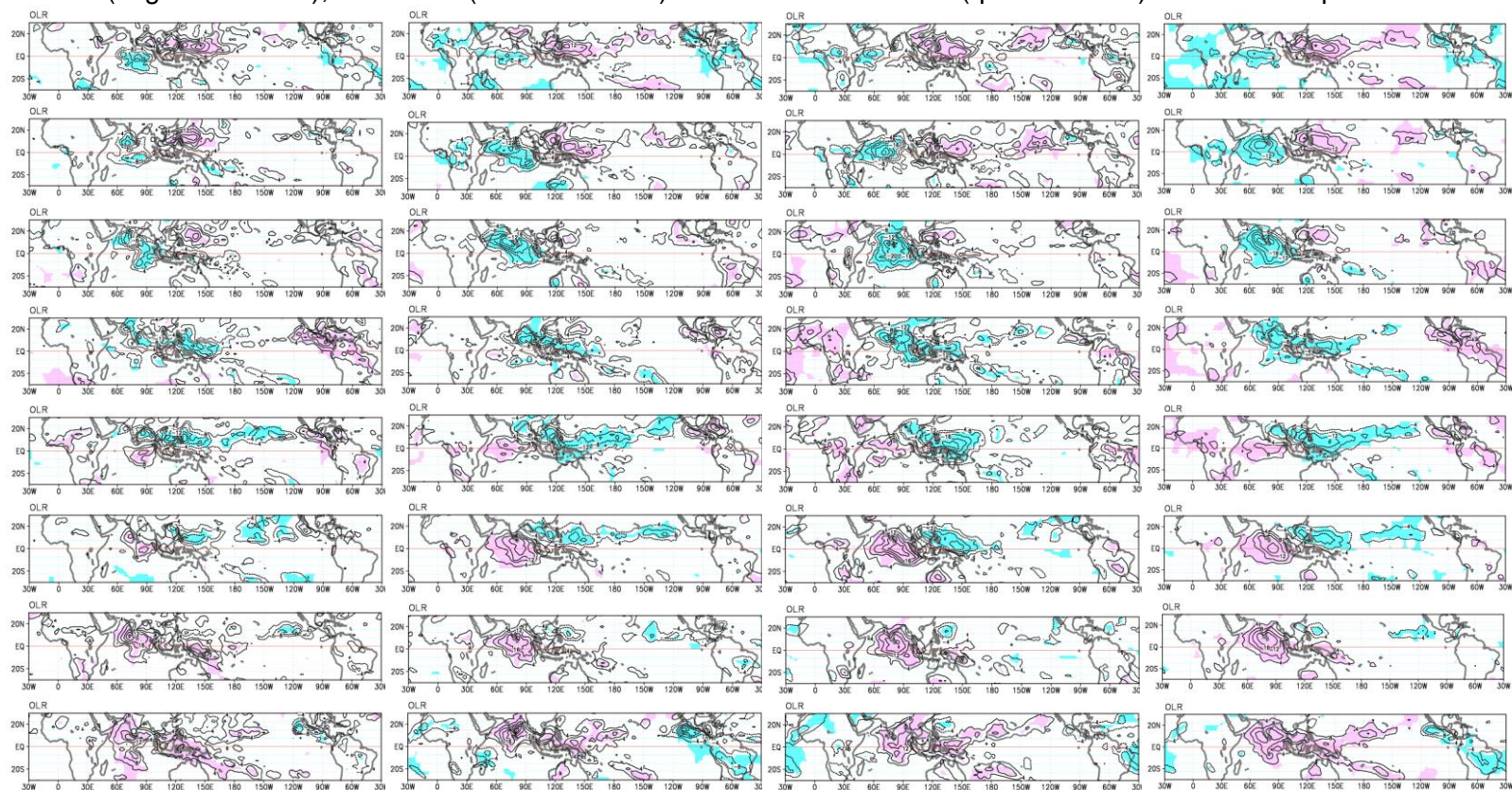


Normal climatológica do período de 1981-2010. As variações sazonais, interanuais e ENOS foram subtraídas das variações tropicais (WHEELER; HENDON, 2004). Os dados atmosféricos são do JRA-55 e os dados de ROL da NOAA. O índice Niño 3 foi usado para calcular a variação do ENOS e cada figura mostra os últimos 40 dias até o último dia de cada mês.

Fonte: Tokyo Climate Center (2020).

APÊNDICE C - COMPOSTO DA ANOMALIA DO VENTO MERIDIONAL EM 200 HPA NAS FASES DO VPM

Figura C.1 - Compostos das anomalias de radiação de onda longa (sombreado), das fases do VPM em setembro (primeira coluna), outubro (segunda coluna), novembro (terceira coluna) e no trimestre de SON (quarta coluna) com base no período de 1979-2012.

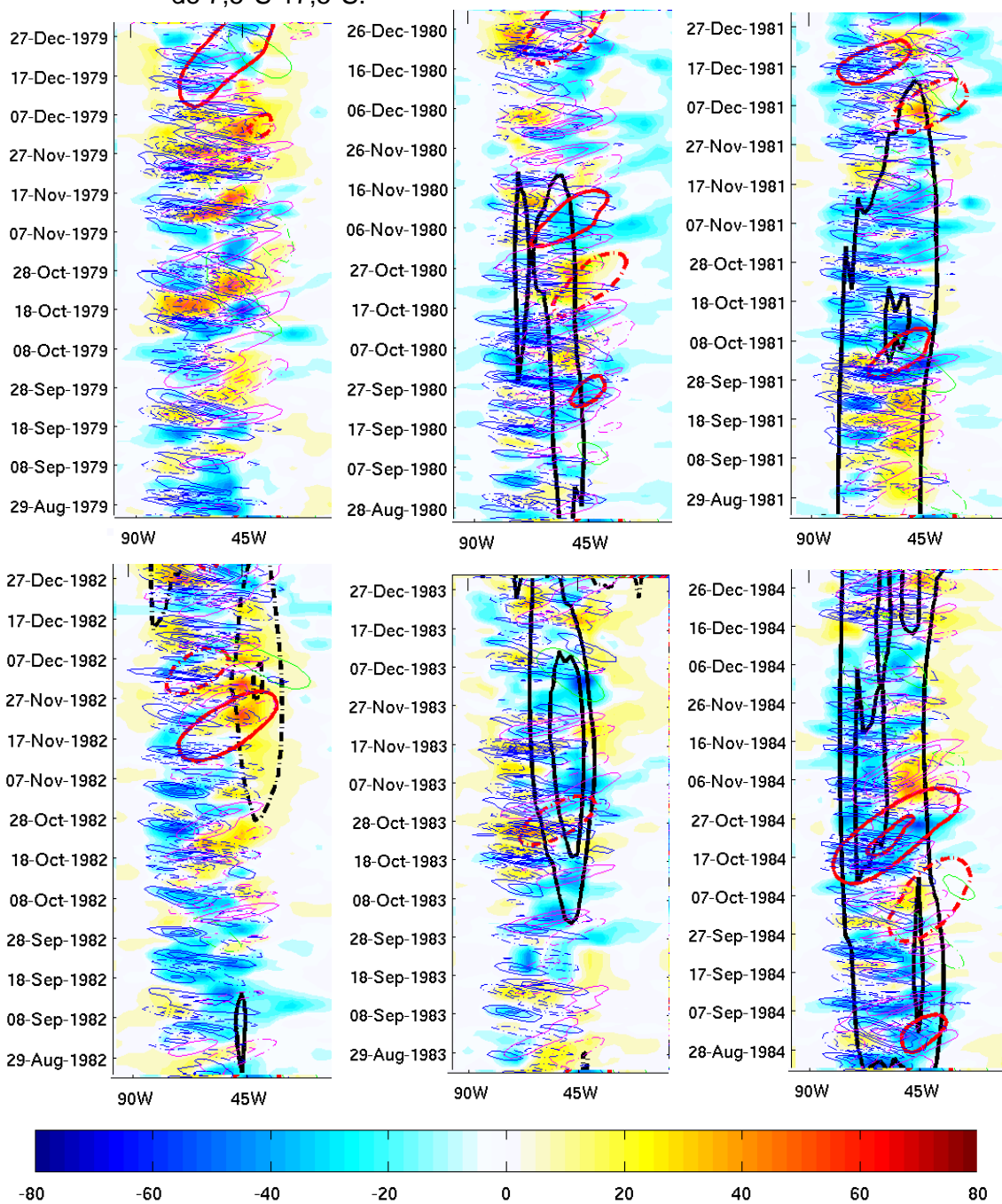


Os contornos com intervalo de 4 W.m^{-2} . O magenta (ciano) exibe anomalia positiva (negativa) com significância ao nível de 95% de confiança.

Fonte: Adaptado do *Tokyo Climate Center* (2020).

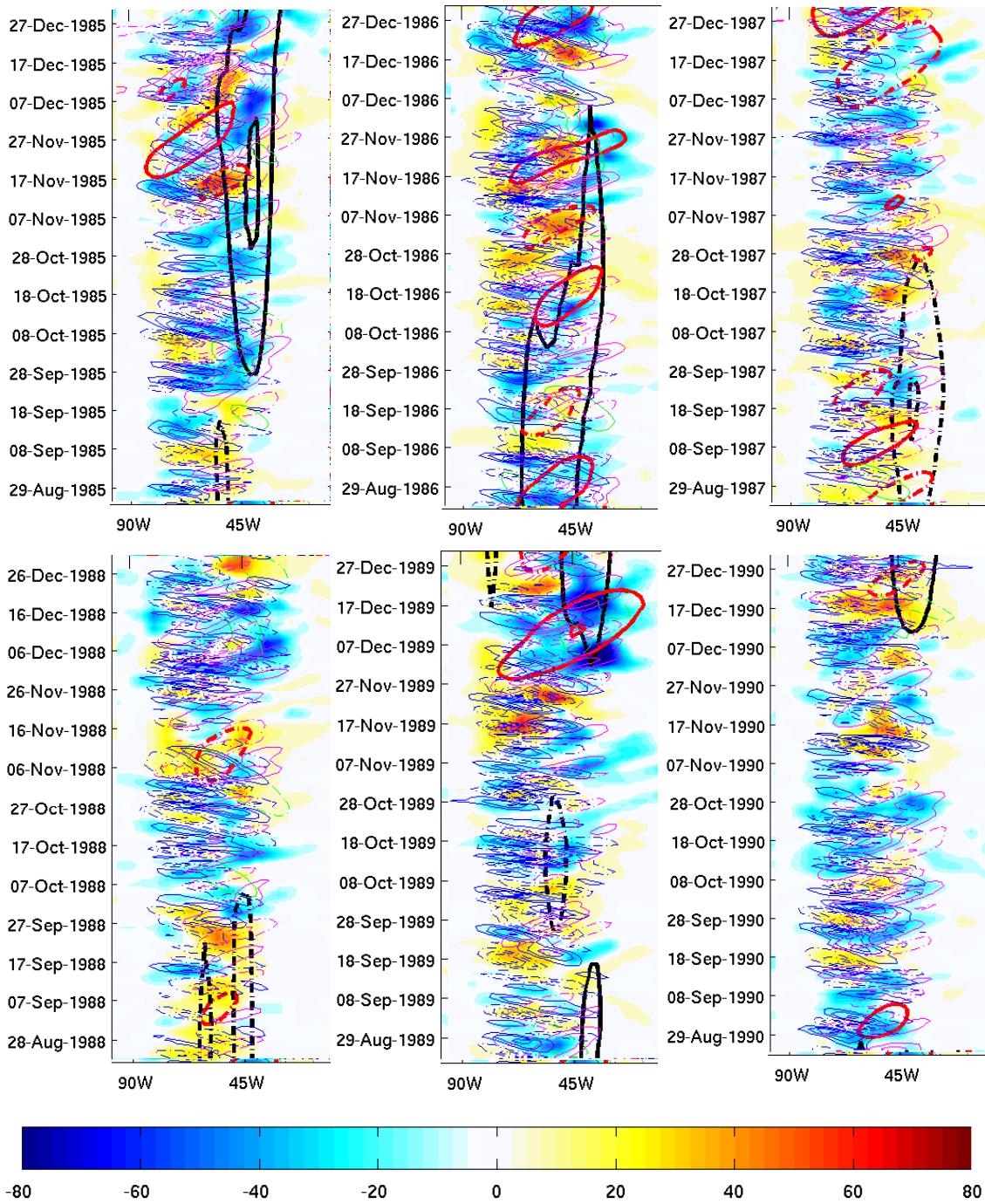
APÊNDICE D - DIAGRAMA HOVMÖLLER LONGITUDE-TEMPO DAS ANOMALIAS NÃO FILTRADAS DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA

Figura D.1 - Diagrama Hovmöller longitude-tempo das anomalias não filtradas de ROL (sombreado) e as representação da OMJ (linha vermelha), Rossby equatorial (linha verde), Kelvin (linha lilás), passa-baixa 100 dias (linha preta) e ondas de 2-10 dias que propagam para oeste (linha azul) na faixa de 7,5°S-17,5°S.



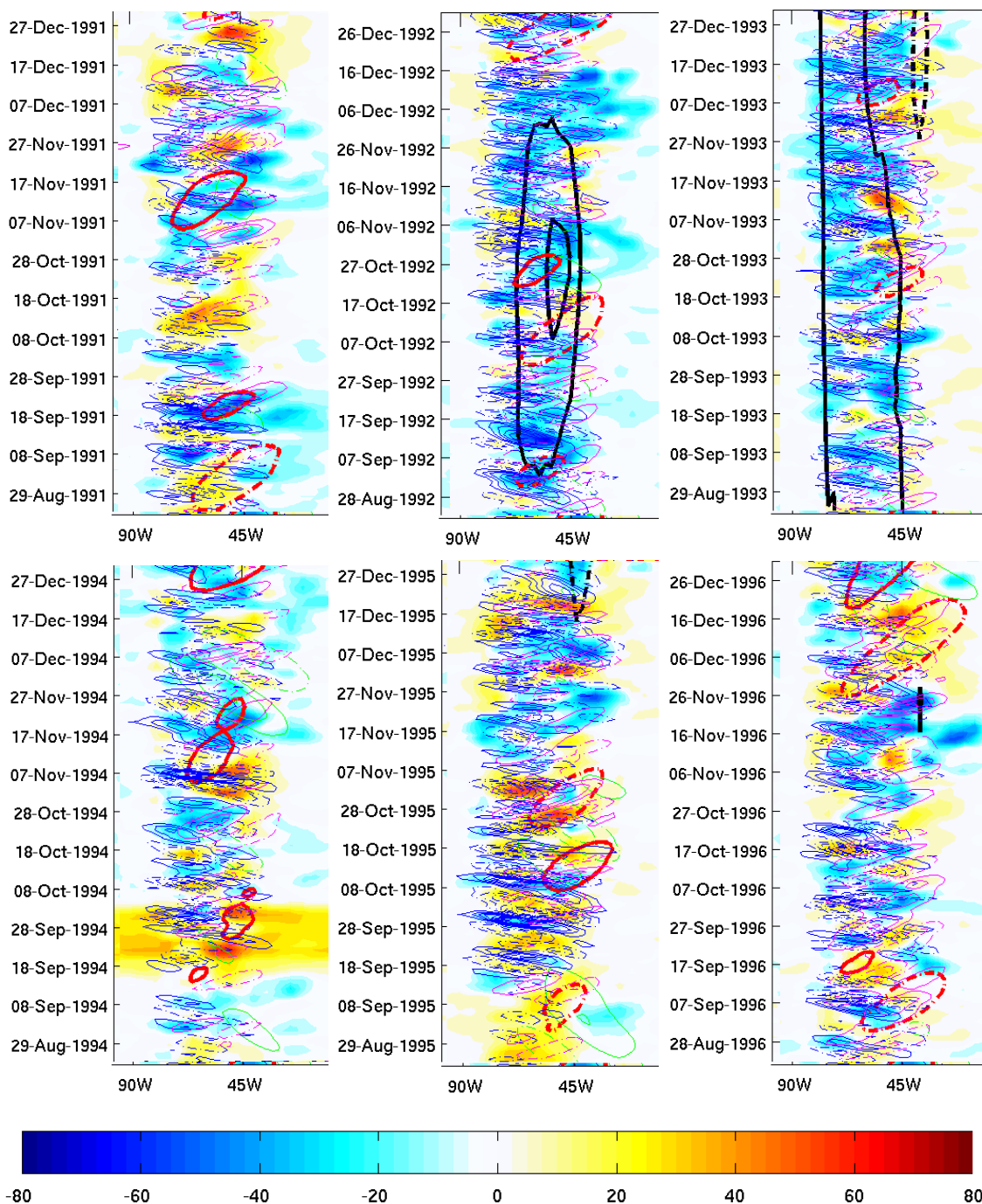
continua

Figura D.1 – Continuação.



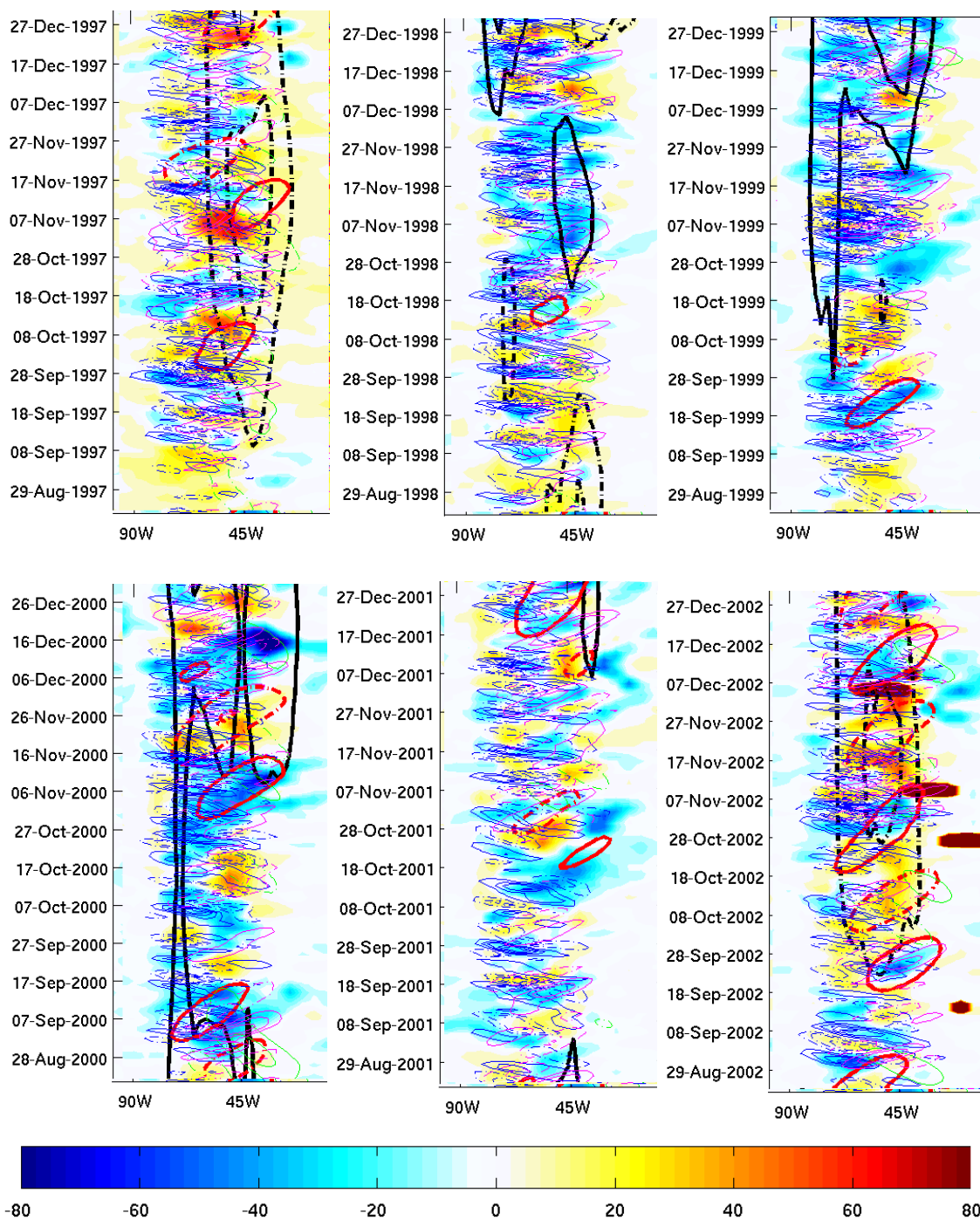
continua

Figura D.1 – Continuação.



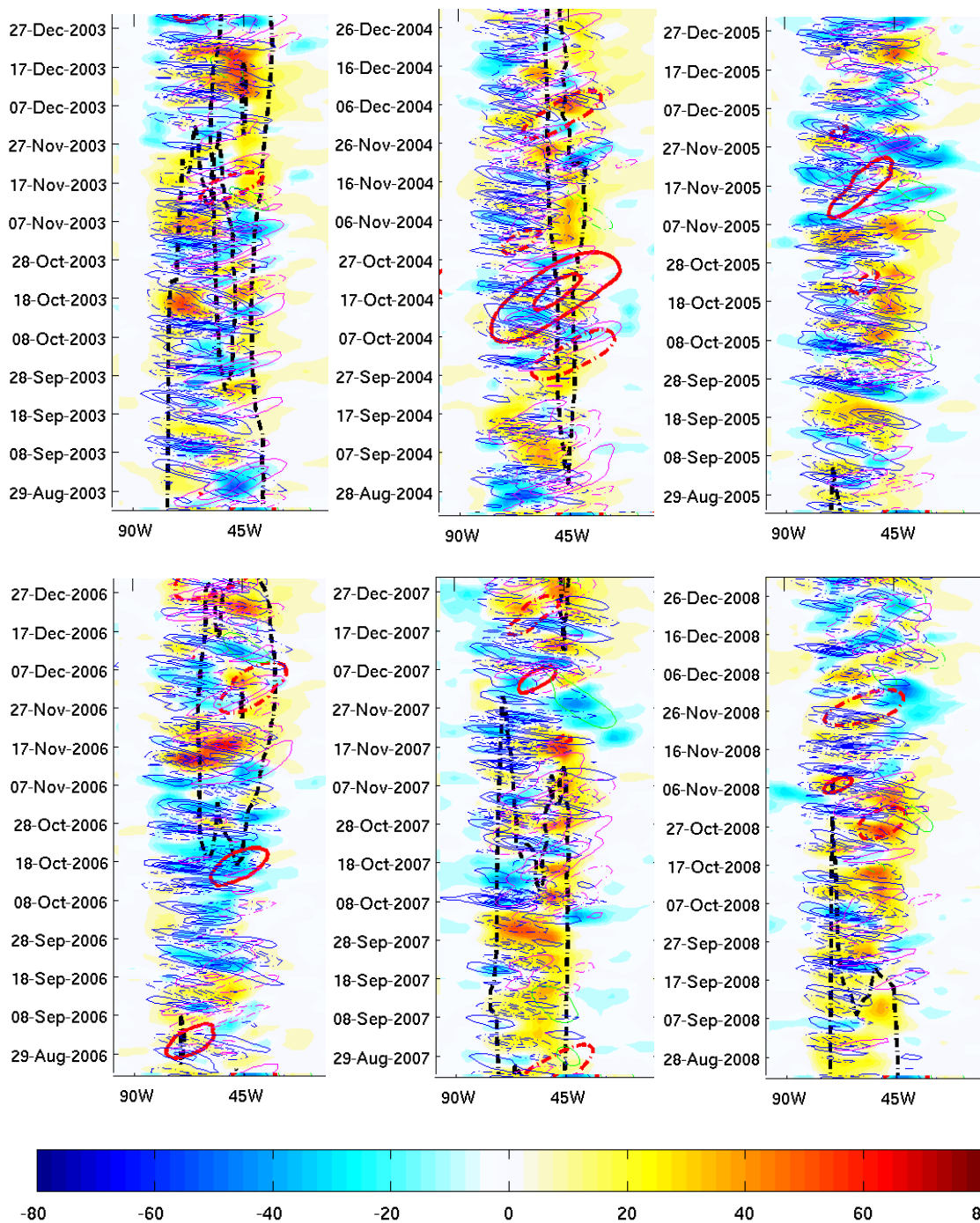
continua

Figura D.1 – Continuação.



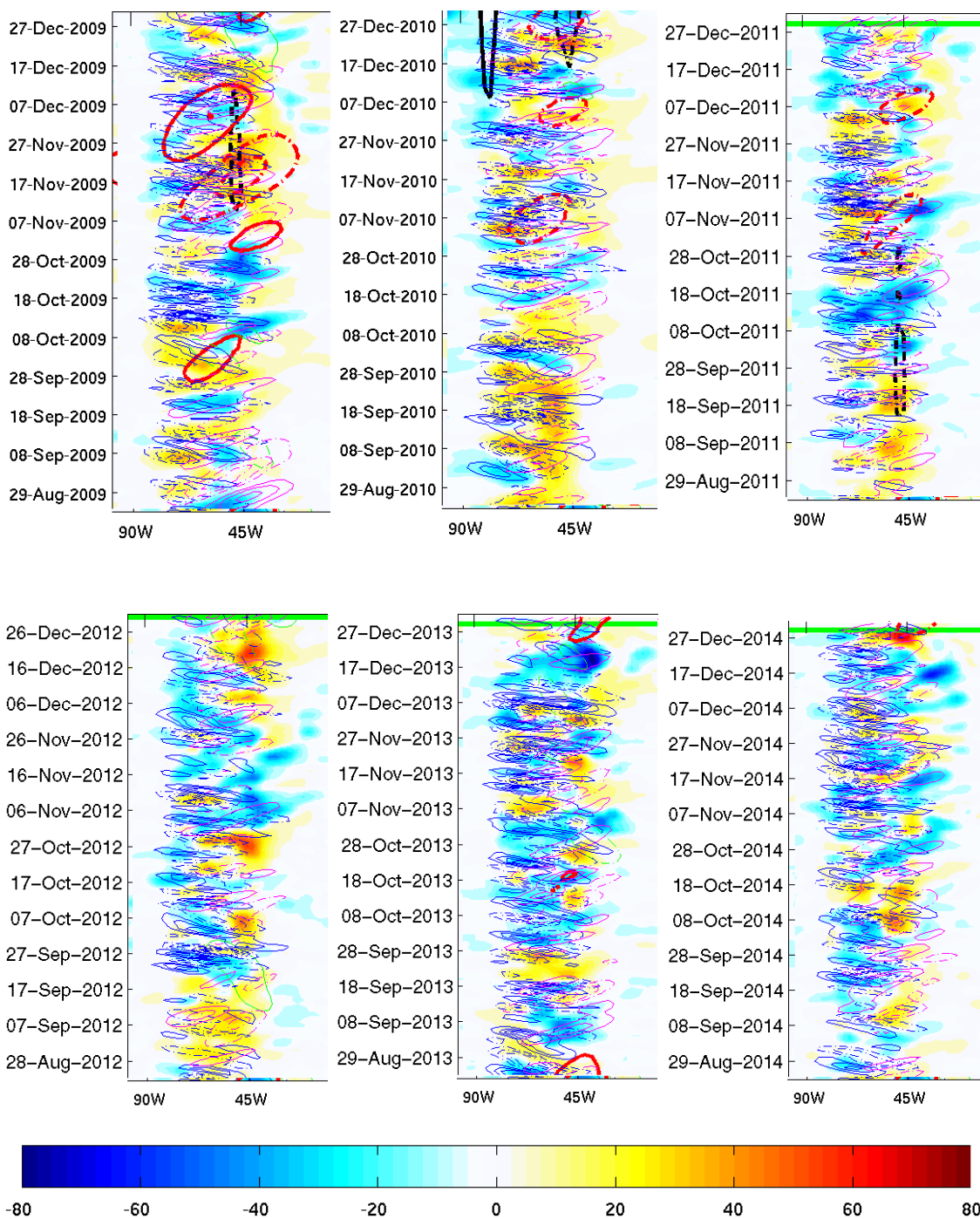
continua

Figura D.1 – Continuação.



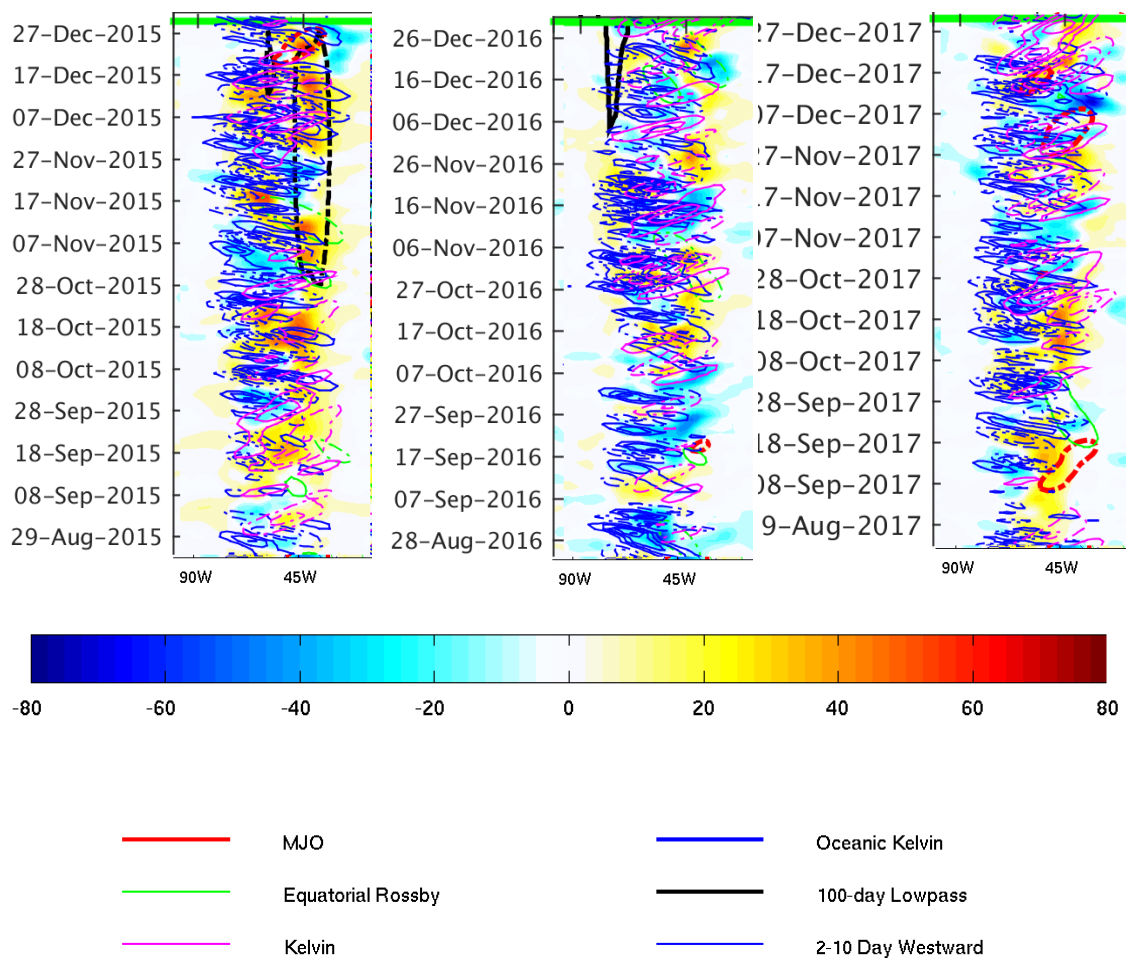
continua

Figura D.1 – Continuação.



continua

Figura D.1 – Conclusão.



O campo sombreado representa as anomalias de ROL (i. e., o ciclo sazonal e os três primeiros harmônicos foram subtraídos). O contorno azul escuro representa a altura dinâmica na banda de 10-120 dias no equador a partir da matriz de boias oceano-atmosfera tropical (os valores perdidos foram reconstruídos a partir de dados medidos ao nível do mar). Os demais contornos representam uma versão modificada das anomalias de ROL projetada dos modos de EOF estendidas no tempo de Roundy e Schreck (2009).

Disponível em: <<http://www.atmos.albany.edu/facstaff/roundy/waves/>>.

Fonte: Adaptado de Roundy (2020).