

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



TESE DE DOUTORADO

Gabrielle Bezerra Oliveira

**PADRÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO AMBIENTE DE
FORMAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE
TROPICAIS AMAZÔNICAS**

Campina Grande, dezembro de 2021



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE

UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

TESE

**PADRÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO AMBIENTE DE FORMAÇÃO
DE LINHAS DE INSTABILIDADE TROPICAIS AMAZÔNICAS**

GABRIELLE BEZERRA OLIVEIRA

Campina Grande
Dezembro de 2021

GABRIELLE BEZERRA OLIVEIRA

**PADRÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO AMBIENTE DE FORMAÇÃO
DE LINHAS DE INSTABILIDADE TROPICAIS AMAZÔNICAS**

Tese apresentada ao Programa de Pós Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, como requisito para obtenção do título de Doutora em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de meso e grande escalas

Subárea: Climatologia

Orientadora: Dra. Clênia Rodrigues Alcântara

Co-orientadora: Dra. Célia Campos Braga

Campina Grande
Dezembro de 2021

O48p

Oliveira, Gabrielle Bezerra.

Padrões espaço-temporais do ambiente de formação de linhas de instabilidade tropicais amazônicas / Gabrielle Bezerra Oliveira. – Campina Grande, 2022.

145 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2021.

“Orientação: Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara, Profa. Dra. Célia Campos Braga”.

Referências.

1. Meteorologia de Meso e Grande Escalas. 2. Linha de Instabilidade. 3. Padrões Atmosféricos Temporais. 4. Análise Multivariada. 5. Jato de Baixos Níveis. I. Alcântara, Clênia Rodrigues. II. Braga, Célia Campos. III. Título.

CDU 551.5(043)

GABRIELLE BEZERRA OLIVEIRA

PADRÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO AMBIENTE DE FORMAÇÃO DE LINHAS DE
INSTABILIDADE TROPICAIS AMAZÔNICAS

TESE APROVADA EM 02/12/2021

BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. WENDELL RONDINELI GOMES FARIAS
Departamento de Física
Universidade Federal de Santa Catarina



Prof. Dr. WEBER ANDRADE GONÇALVES
Centro de Ciências Exatas Universidade
Federal do Rio Grande do Norte

*A Deus, porque a Tua alegria foi, é, e sempre será
a minha força.*

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, devo a Deus, que me sustenta e me fortalece a cada dia, toda a minha gratidão. Sem a fé eu nada seria e não teria chegado onde cheguei. Me mantenho firme, na certeza de que Ele tem reservado maravilhas em minha vida.

Agradeço aos meus pais, Gedeão e Cleide, pelas orações, incentivo, confiança e amor incondicional. Em especial, à minha amada mãe, que tanto lutou por minha educação e nunca me deixou perder a fé e esperança. À minha irmã Gecianne, por toda oração, apoio e incentivo. À minha irmã Giselle, por ser um porto seguro, me encorajar e me fortalecer com seu amor acolhedor. Eu jamais serei capaz de retribuir tanto amor recebido. À minha sobrinha Ana Luiza, por preencher meus dias de alegrias.

Aos meus amados avós, Diógenes e Lourdes, pelo amor e incentivo incondicional. Aos meus afilhados, Kauê e Maria, que mesmo pequenos e sem terem a noção, motivam meu crescimento. À minha querida sogra, Janaina, pelas orações, cuidado e carinho que sempre esteve disposta a me transmitir. À Josefa, minha avó de coração, por todo carinho. Meus agradecimentos também à todos os meus familiares. E à minha família de coração, Ana Luiza, Jailson, Jane, Ruan, Pedro Henrique, Nicolas e Enzo por tornarem meus dias mais leves, muito obrigada!

Agradeço ao meu esposo e grande incentivador, Douglas, por acreditar em meus sonhos, me apoiar com todo amor e nunca me deixar desanimar. Ter você ao meu lado me tornou mais forte na luta por nossos objetivos.

Gostaria de agradecer ao querido amigo e irmão que a vida me deu, Fellipe, por todo amor, companheirismo, apoio, risadas e palavras de incentivo. Foi uma honra compartilhar esses quase treze anos de nossa trajetória acadêmica ao seu lado. À Bianca, pela amizade construída durante o mestrado e fortalecida a cada dia. À Monalisa e Izana, por todo apoio, orações, carinho e por estarem sempre dispostas à ajudar, minha eterna gratidão. Agradeço aos meus queridos amigos e compadres, Gabriela e Marlon, pelas palavras de incentivo e os momentos de descontração, vocês fizeram a diferença.

Aos demais colegas.

Agradeço à todos os professores que participaram da minha trajetória acadêmica. Em especial, à querida professora, Dra. Clênia Rodrigues Alcântara, pela orientação, apoio e confiança dada durante todo o percurso até aqui, você faz parte da minha evolução profissional e pessoal. À professora Dra. Célia Campos Braga, pela paciência, amizade e direcionamentos. À professora Dra. Maria Regina Aragão, ao professor Dr. Ênio Pereira e ao professor Dr. Carlos Antônio, gratidão por todo ensinamento.

À esta instituição de ensino por proporcionar o ambiente de aprendizado e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de pesquisa.

E a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para meu crescimento pessoal e profissional, o meu muito obrigado.

“Não fui eu que ordenei a você? Seja forte e corajoso! Não se apavore nem desanime, pois o Senhor, o seu Deus, estará com você por onde você andar.”
Josué 1:9

RESUMO

O propósito deste estudo foi investigar os padrões atmosféricos existentes no ambiente com e sem a formação de Linhas de Instabilidade (LI) sobre a cidade de Belém-PA. Aplicou-se a técnica da Análise em Componentes Principais para os grupos de dias com LI (CLI) e sem LI (SLI), em cada trimestre, no período de 2000 a 2016. Determinaram-se as correlações e padrões temporais para os trimestres de cada grupo, objetivando explicar e entender melhor os processos atmosféricos envolvidos no ambiente de formação das LI. A partir dos fatores comuns temporais selecionados da ACP, elaboraram-se os perfis médios verticais das componentes zonal e meridional do vento, e campos espaciais médios do escoamento do vento e umidade específica em uma área com alcance sobre toda a América do Sul e partes dos oceanos adjacentes. Os resultados mostraram que o ambiente de formação das LI é formado por um cisalhamento moderado na camada mais próxima à superfície, sendo este mais intenso no grupo CLI de cada trimestre. Este cisalhamento resulta na formação do JBN e ocorre, possivelmente, devido à intensificação da ASAN e, conseqüentemente, dos ANE sobre a costa norte da América do Sul, adentrando o continente em direção perpendicular à costa. Sendo, portanto, um fator responsável pela maior propagação das LI, especialmente em MAM. Os padrões observados em torno dos níveis de 700 e 500 hPa refletem as características do JBN quanto à sua melhor definição. Foi observado que a intensificação dos ANE e a atuação mais ao sul da ZCIT potencializam o transporte de umidade do oceano para o continente, o que favorece a formação de LI. Nos trimestres DJF e MAM a umidade sobre a costa norte da América do Sul é oriunda, também, da floresta Amazônica. No trimestre JJA, há uma intensificação da ASAS e, apesar da ZCIT se localizar em latitudes mais ao norte, percebe-se maior teor de umidade no padrão associado aos dias CLI. No padrão dos dias SLI, a ZCIT encontra-se deslocada mais para o norte, com núcleos descontínuos de umidade. Outra característica marcante no padrão dos dias CLI do trimestre JJA, é a presença do dipolo de umidade no nível de 700 hPa. Confirma-se que a ZCIT deslocada mais ao sul é o principal sistema que atua diretamente na formação de LI amazônicas em todos os trimestres. Além disso, a presença da ZCAS mais ao norte de sua posição média e com maior intensidade e a maior frequência dos JBNAS nos trimestres SON e DJF, auxiliam a formação de LI. Em JJA, também foi sugerido que as perturbações no campo do vento influenciada pela maior frequência de DOL e pela ASAS mais intensa e próxima ao continente, proporcionam maior instabilidade na costa norte da América do Sul, favorecendo a formação de LI.

Palavras-chave: Linha de instabilidade, Padrões atmosféricos temporais, Análise Multivariada, Jato de Baixos Níveis.

ABSTRACT

The study purpose was to investigate the atmospheric patterns existing in environment with and without Squall Lines (SL) formation over city of Belém-PA. The Principal Component Analysis technique was applied to the days groups with SL (SL) and without SL (wSI), in each quarter, from 2000 to 2016. Correlations and temporal patterns were determined for the quarters of each group, aiming to explain and better understand the atmospheric processes involved in the SL formation environment. From the selected PCA temporal common factors, the zonal and meridional components of the wind vertical mean profiles, and wind flow and specific humidity mean spatial fields in an area covering all of South America and parts of the adjacent oceans. The results showed that the SL formation environment is formed by a moderate shear in the layer closest to the surface, which is more intense in the LI each quarter group. This shear results in low level jet (LLJ) formation and possibly occurs due to the SASH intensification and, consequently, of Northeast trades on the South America north coast, entering the continent in a perpendicular direction to the coast. Therefore, it is a factor responsible for the greater spread of SL, especially in MAM. The patterns observed around the 700 and 500 hPa levels reflect the LLJ characteristics in terms of its best definition. It was observed that the Northeast trades intensification and more southern ITCZ action enhance the transport of moisture from the ocean to the continent, which favors the SL formation. In DJF and MAM quarters, the humidity on South America north coast also comes from Amazon rainforest. In JJA quarter, there is an SASH intensification and, despite the ITCZ being located in more northern latitudes, there is a higher moisture content in the pattern associated with the SL days. In wLI days pattern, the ITCZ is more northward, with discontinuous moisture nuclei. Another striking feature in JJA quarter SL day pattern is the presence of moisture dipole at 700 hPa level. It is confirmed that the ITCZ displaced further to south is the main system that acts directly in the formation of Amazonian SL in all quarters. In addition, the SACZ further north presence of its average position and with greater intensity and the higher frequency of SALLJ in the SON and DJF quarters, help the formation of SL. In JJA, it was also suggested that disturbances in the wind field influenced by the higher frequency of Easterly Wave Disturbances and by the more intense SASH closer to the continent, provide greater instability on South America north coast, favoring the SL formation.

Keywords: Squall Lines, Temporal atmospheric patterns, Multivariate Analysis, Low Level Jet.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Imagens do satélite METEOSAT-10 no canal infravermelho no horário das 21:00 UTC do dia 18 de julho de 2016. A seta indica a posição da linha de instabilidade.....	30
Figura 2: Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica.....	32
Figura 3: Localização da cidade de Belém-PA.....	46
Figura 4: Fluxograma dos processos para identificação das LI.....	49
Figura 5: Imagens do satélite GOES-10 no canal infravermelho no horário das (a) 15:30, (b) 16:30, (c) 17:00, (d) 18:15, (e) 20:00, (f) 22:30, (g) 23:15 UTC do dia 22 de agosto de 2008 e das (h) 0100 e (i) 03:00 UTC do dia 23 de agosto de 2008. O ponto vermelho indica a localização do município de Altamira-PA.....	50
Figura 6: Série temporal da distribuição mensal do número total de casos de LI. A linha pontilhada representa a tendência linear.....	58
Figura 7: Distribuição anual do número total de casos (a) de LI e (b) de cada tipo de LI. A linha vermelha indica a média anual de LI.....	59
Figura 8: Distribuição mensal da média de casos (a) de LI e de (b) cada tipo de LI. A linha vermelha indica a média mensal de LI.....	62
Figura 9: Distribuição trimestral da média de casos (a) de LI e (b) de cada tipo de LI. A linha vermelha indica a média trimestral de LI.....	64
Figura 10: Perfis verticais médios da componente zonal do vento às 1200 UTC associados a cada trimestre do grupo (a) CLI e (b) SLI.....	66
Figura 11: Diferença entre os grupos CLI-SLI da componente zonal do vento para o trimestre (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. Os círculos azuis indicam que a diferença é significativa neste nível (nível de 95% de confiança, $\alpha=0,05$)	69
Figura 12: Perfis verticais médios da componente meridional do vento às 1200 UTC associados a cada trimestre do grupo (a) CLI e (b) SLI.....	70

- Figura 13:** Diferença entre os grupos CLI-SLI da componente meridional do vento para o trimestre (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. Os círculos azuis indicam que a diferença é significativa neste nível (nível de 95% de confiança, $\alpha=0,05$).....72
- Figura 14:** Diferença entre os grupos CLI e SLI para o trimestre DJF dos campos de umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas), ao nível de (a) 925 hPa, (c) 700 hPa e (e) 500 hPa. Áreas onde a diferença de umidade específica é significativa ao nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) no nível de (b) 925 hPa, (d) 700 hPa e (f) 500 hPa.....75
- Figura 15:** Diferença entre os grupos CLI e SLI para o trimestre MAM dos campos de umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas), ao nível de (a) 925 hPa, (c) 700 hPa e (e) 500 hPa. Áreas onde a diferença de umidade específica é significativa ao nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) no nível de (b) 925 hPa, (d) 700 hPa e (f) 500 hPa.....76
- Figura 16:** Diferença entre os grupos CLI e SLI para o trimestre JJA dos campos de umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas), ao nível de (a) 925 hPa, (c) 700 hPa e (e) 500 hPa. Áreas onde a diferença de umidade específica é significativa ao nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) no nível de (b) 925 hPa, (d) 700 hPa e (f) 500 hPa.....79
- Figura 17:** Diferença entre os grupos CLI e SLI para o trimestre SON dos campos de umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas), ao nível de (a) 925 hPa, (c) 700 hPa e (e) 500 hPa. Áreas onde a diferença de umidade específica é significativa ao nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) no nível de (b) 925 hPa, (d) 700 hPa e (f) 500 hPa.....80
- Figura 18:** Modelo conceitual do comportamento dos principais padrões em baixos níveis (925hPa) envolvidos no ambiente propício à formação e propagação de linha de instabilidade amazônica no trimestre (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. As elipses preenchidas na cor azul (laranja) representam maior (menor) teor de umidade; as setas correspondem à direção do vento, que sopram de nordeste (ANE), de sudeste (ASE) e os ventos de leste; a seta em formato circular representa a circulação anticiclônica associada à Alta Subtropical do Atlântico Sul. Os elementos da figura estão fora de escala.....82
- Figura 19:** Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias CLI para o trimestre DJF.....85
- Figura 20:** Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias CLI para o trimestre DJF, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.....86

Figura 21: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da ACP aplicada aos dias CLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....87

Figura 22: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da ACP aplicada aos dias CLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....90

Figura 23: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da ACP aplicada aos dias CLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....91

Figura 24: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias CLI para o trimestre MAM.....92

Figura 25: Escores temporais do primeiro (A) e segundo (B) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias CLI para o trimestre MAM, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.....93

Figura 26: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre MAM. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....94

Figura 27: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre MAM. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....96

Figura 28: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias CLI para o trimestre JJA.....	97
Figura 29: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias CLI para o trimestre segundo JJA, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.....	98
Figura 30: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....	99
Figura 31: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....	101
Figura 32: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....	103
Figura 33: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias CLI para o trimestre SON.....	104
Figura 34: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias CLI para o trimestre SON, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.....	105
Figura 35: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....	106

Figura 36: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....108

Figura 37: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....110

Figura 38: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias SLI para o trimestre DJF.....112

Figura 39: Escores temporais do primeiro (A) e segundo (B) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias SLI para o trimestre DJF, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.....113

Figura 40: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....115

Figura 41: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....117

Figura 42: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias SLI para o trimestre MAM.....118

Figura 43: Escores temporais do primeiro (A) e segundo (B) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias SLI para o trimestre MAM, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.....119

Figura 44: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre MAM. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....120

Figura 45: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre MAM. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....122

Figura 46: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias SLI para o trimestre JJA.....123

Figura 47: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias SLI para o trimestre JJA, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.....124

Figura 48: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....125

Figura 49: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....126

Figura 50: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....128

Figura 51: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias SLI para o trimestre SON.....	129
Figura 52: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuna da componente zonal do vento dos dias SLI para o trimestre JJA, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.....	130
Figura 53: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....	131
Figura 54: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....	133
Figura 55: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.....	135

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Número de dias associados a cada grupo, por trimestre.....	52
Tabela 2: Porcentagens da variância explicada e acumulada das componentes associadas aos dias CLI da componente zonal do vento para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.....	83
Tabela 3: Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 2000 a 2016.....	84
Tabela 4: Ocorrência do Padrão Dipolo do Atlântico Tropical durante o período de 2000 a 2016.....	84
Tabela 5: Porcentagens da variância explicada e acumulada das componentes associadas aos dias SLI da componente zonal do vento para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.....	111

LISTA DE SIGLAS

ABLE 2B	Amazon Boundary Layer Experiment
ACP	Análise de Componentes Principais
ANE	Alísios de Nordeste
ASAN	Alta Subtropical do Atlântico Norte
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASE	Alísios de Sudeste
ASPN	Alta Subtropical do Pacífico Norte
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
AT	Oceano Atlântico Tropical
ATN	Oceano Atlântico Tropical Norte
ATS	Oceano Atlântico Tropical Sul
BAMEX	Bow Echo and MCV Experiment
BOS	Sistemas que ocorrem na bacia
Cb	Cumulunimbus
CC-	Convecção Costeira mais fraca
CDO	Climate Data Operators
CLA	Centro de Lançamento de Alcântara
CLI	Com linha de instabilidade
CLI+	LI mais intensas
CO	Centro-oeste
COS	Sistemas costeiros
CP	Componentes Principais
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
dBZ	Decibel em relação a Z
DEP	Depressão do ponto de orvalho
div	divergência
divq	divergência do fluxo de umidade
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
E	Leste
ECMWF	European Centre Medium-Range Weather Forecast
EMAQS	Estagnação de Massa de Ar Quente e Seco

EN	El Niño
ENE	Leste-Nordeste
ENOS	El Niño Oscilação Sul
F	Fator comum
FORTRACC	Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters
GAPE	GARP Atlantic Tropical Experiment
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GRADATL	Gradiente Inter-Hemisférico de Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico Tropical
GrADS	Grid Analysis and Display System
HL	Horário Local
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INEMA	Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	Jatos de Baixos Níveis
JBNA	Jato de Baixos Níveis Amazônico
JBNAS	Jatos de Baixos Níveis da América do Sul
JJA	Junho-Julho-Agosto
KMO	Teste Kaiser-Meyer-Olkin
LI	Linha de instabilidade
LIC	Linhas de instabilidade costeira
LIP	Linhas de instabilidade propagante
LN	La Niña
LOS	Sistemas locais
MAM	Março-Abril-Maio
MERRA-2	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2
METEOSAT	Meteorological Satellite
MM5	Mesoscale Modeling System
MMQ	Método dos Mínimos Quadráticos
N	Norte
N/NE	Norte-Nordeste
NEB	Nordeste brasileiro
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar

q	Umidade específica
RKW	Rotuno-Klemp-Weisman (1988)
S	Sul
S/SE	Sul-Sudeste
SC	Simulação Controle
SE	Sudeste
SLI	Sem Linha de Instabilidade
SOB	Sistemas que ocorrem na bacia
SOC	Sistemas que ocorrem na costa
SOL	Sistemas locais
SON	Setembro-Outubro-Novembro
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
u	Componente zonal do vento
v	Componente meridional do vento
VAC	Vorticidade anti-ciclônica
VC	Vorticidade ciclônica
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VCAS	Vórtice Ciclônica de Ar Superior
WRF	Weather Reseach and Forecast
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
2	OBJETIVOS	23
2.1	OBJETIVO GERAL.....	23
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	23
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	24
3.1	ASPECTOS CLIMÁTICOS E PRINCIPAIS SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES NA REGIÃO TROPICAL DO BRASIL.....	24
3.2	LINHA DE INSTABILIDADE.....	29
3.3	PROCESSO DE FORMAÇÃO E PROPAGAÇÃO DAS LINHAS DE INSTABILIDADE	36
3.4	ANÁLISE MULTIVARIADA EM ESTUDOS CLIMATOLÓGICOS.....	41
4	MATERIAL E MÉTODOS.....	46
4.1	ÁREA DE ESTUDO.....	46
4.2	DADOS.....	46
4.2.1	Imagens de satélite.....	46
4.2.2	Reanálises ERA-Interim.....	47
4.3	METODOLOGIA.....	48
4.3.1	Critério de identificação das LI.....	48
4.3.2	Características atmosféricas associadas à formação de LI.....	50
4.3.3	Análise de Componentes Principais (ACP) ou <i>Principal Component Analysis (PCA)</i>.....	52
4.3.4	Características atmosféricas associados aos componentes principais.....	56
5	RESULTADOS.....	57
5.1	CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS AO AMBIENTE DE FORMAÇÃO DAS LI.....	57
5.1.1	Frequências das LI amazônicas.....	57
5.1.2	Perfis verticais médios.....	64
5.1.3	Análise da grande escala: diferenças médias entre os dois grupos.....	73
5.2	PADRÕES DE VARIABILIDADE TEMPORAL ASSOCIADO À COMPONENTE ZONAL DO VENTO.....	82

5.2.1	Análise em Componentes Principais aplicada aos dias CLI.....	83
5.2.1.1	ACP aplicada ao trimestre DJF.....	84
5.2.1.2	ACP aplicada ao trimestre MAM.....	92
5.2.1.3	ACP aplicada ao trimestre JJA.....	97
5.2.1.4	ACP aplicada ao trimestre SON.....	103
5.2.2	Análise em Componentes Principais aplicada aos dias SLI.....	110
5.2.2.1	ACP aplicada ao trimestre DJF.....	111
5.2.2.2	ACP aplicada ao trimestre MAM.....	117
5.2.2.3	ACP aplicada ao trimestre JJA.....	122
5.2.2.4	ACP aplicada ao trimestre SON.....	129
6	CONCLUSÕES	136
7	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	137
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	139

1 INTRODUÇÃO

A Linha de Instabilidade (LI) é um dos sistemas atuantes na costa Norte do Brasil que apresenta grande importância para a energética geral da atmosfera e para os totais pluviométricos da região. Os primeiros estudos associados a LI amazônicas foram feitos por Hamilton e Archbold (1945) que definiram o sistema como uma linha de cumulonimbus que se formam ao longo da borda de uma ampla área de movimentos descendentes. A partir de então, as poucas pesquisas seguiram no sentido de identificar quais períodos preferenciais de ocorrência das LI, verificar os fatores responsáveis pela sua inicialização e quais características as tornam mais organizadas e com maior propagação continente a dentro. Entretanto, tais pesquisas abrangem períodos curtos e/ou restritos a determinados meses do ano, impossibilitando uma compreensão mais ampla dos fatores responsáveis pela formação das LI ao longo do ano.

A região Norte do Brasil sofre influência de sistemas meteorológicos de diferentes escalas espaciais e temporais, tais como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Brisas, LI, Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), dentre outros (REIBOTA, 2012). Do ponto de vista climático, a região apresenta dois tipos de clima, o equatorial úmido e o tropical (ALVARES et al., 2013). Sabe-se que o clima é determinado pela interação de fatores que atuam nas escalas global, regional e local. Os principais fatores são: a circulação geral da atmosfera que é uma consequência da distribuição latitudinal da energia solar e da distribuição assimétrica de continentes e oceanos, a topografia local, a natureza da cobertura vegetal e o ciclo hidrológico, que durante os processos de mudança de fase da água libera ou absorve grandes quantidades de energia (MOLION, 1987).

Desta forma, a dinâmica da atmosfera terrestre é influenciada por diversos fatores, e a interação destes torna o entendimento individual dos sistemas meteorológicos mais complexos. Alguns mecanismos de formação das LI são indicados na literatura. Houze (1977) sugeriu que as LI amazônicas estão ligadas aos padrões de ondas que se propagam na região tropical, enquanto outros autores associam este sistema como sendo resultado da circulação de brisa (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982; CAVALCANTI e KOUSKY, 1982; COHEN, 1989; WEISMAN e ROTUNNO, 2004; ALCÂNTARA et al., 2014). Um outro fator importante no desenvolvimento das LI é a existência do Jato de Baixos Níveis (JBN), uma dessas primeiras observações foi feita por Mansfield (1977). Outros estudos mostraram que o cisalhamento vertical do vento tem papel importante na organização e manutenção das LI (WEISMAN e KLEMP, 1982; THORPE et al., 1982; ROTUNNO et al., 1988; GARSTANG et al., 1994;

WEISMAN e ROTUNNO, 2004, ALCÂNTARA et al., 2011; OLIVEIRA et al., 2016; OLIVEIRA e OYAMA, 2015, 2019). Embora essas pesquisas indiquem possíveis fatores que auxiliam a formação das LI, não está claro como a interação de outros fatores dinâmicos e termodinâmicos agem na caracterização de um ambiente favorável ao desenvolvimento das LI.

Alcântara et al. (2014) mostraram que a região amazônica é caracterizada por um máximo relativo na velocidade do vento zonal entre os níveis de 900 hPa e 600 hPa (definido como JBN), sendo considerado uma característica própria do ambiente amazônico, permanecendo durante todas as estações do ano. Este JBN, mais intenso e profundo, pode contribuir para o desenvolvimento das LI (ALCÂNTARA et al., 2014; OLIVEIRA e OYAMA, 2015, 2019). Além disso, o perfil vertical do vento meridional se mostra importante na caracterização do escoamento e na circulação vertical, transportando a umidade dos baixos níveis para os níveis mais elevados, favorecendo a manutenção das LI.

Anselmo et al. (2020) identificaram a existência de um jato de baixo nível amazônico (JBNA), principalmente no período noturno, que atravessa grande parte da bacia amazônica no trimestre março, abril e maio. Os autores mostraram que o JBNA atua como uma fonte de umidade para os sistemas convectivos noturnos próximos ao litoral e para os sistemas convectivos que se formam a tarde na Amazônia central. Assim, a propagação e evolução dos aglomerados de nuvens sobre a região amazônica, associados à formação das LI, estão relacionados a dois ventos diurnos característicos: a brisa marítima litorânea no período da tarde e à noite, a atividade do JBNA mais para o interior do continente. Foi mostrado ainda que a presença da brisa marítima aumenta a ocorrência e propagação dos aglomerados de nuvens na costa no início da tarde, entre os horários das 1400 e 1700 HL.

Portanto, o ambiente de formação e desenvolvimento das LI possui amplas e complexas características que se tornaram objeto de algumas pesquisas que buscaram compreender processos atmosféricos envolvidos neste ambiente. Dessa forma, além da busca das características presentes no ambiente de inicialização das LI, alguns estudos foram desenvolvidos com ênfase na interação de outros sistemas meteorológicos no desenvolvimento das LI. Alcântara et al. (2014) indicaram que as LI dificilmente atuam individualmente, sendo assim, a maioria das observações de LI estão associadas às brisas marítimas e de vale-montanha e ainda, em grande escala, com a ZCIT (CAVALCANTI, 1982; COHEN, 1989; SANTOS NETO, 2004). Portanto, outros fatores desempenham papel importante na formação das LI, tendo em vista que efeitos locais atuam na região e que, somados aos efeitos da variabilidade da circulação de grande escala são capazes de inibir ou induzir o seu desenvolvimento. Investigar quais são esses fatores e como eles atuam na região pode aprimorar o conhecimento

dos princípios físicos e dinâmicos associados à gênese, propagação e dissipação das LI, contribuindo, ainda, para aprimorar a previsão e o monitoramento da evolução da LI.

Embora haja grande interesse da comunidade científica neste sistema, é notável, ainda, a necessidade de explorar os aspectos relacionados à sua gênese, bem como indicar as condições atmosféricas que propiciam um ambiente favorável ao desenvolvimento das LI, identificando padrões associados à sua formação. Neste contexto, levando em consideração os indicadores analíticos já mencionados, o propósito deste estudo é investigar, através de técnicas estatísticas da análise de multivariada, aplicada as séries temporais da componente zonal do vento, os mecanismos dinâmicos que caracterizam o ambiente favorável ao desenvolvimento das LI amazônicas. Os resultados obtidos da aplicação da Análise em Componentes Principais (ACP) permitiu obter informações importantes sobre a formação das LI na região, assim como, associá-los aos sistemas que atuam direta ou indiretamente na formação das mesmas, a partir da análise sazonal da circulação atmosférica dos principais padrões nos níveis de 925, 700 e 500 hPa. Além do mais, busca-se entender a presença persistente do JBN observado na região, e como as características deste JBN pode contribuir para a formação das LI.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Investigar configurações de padrões dinâmicos multi-escalares na caracterização do perfil vertical do vento em baixos níveis na região amazônica e sua associação com a formação e desenvolvimento das linhas de instabilidade.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar fatores dinâmicos presentes nos baixos e médios níveis da atmosfera que atuam na indução ou inibição das linhas de instabilidade amazônicas;
- Compreender de que forma as circulações multi-escalares atuantes na área geográfica de estudo caracterizam o escoamento médio na região, principalmente em relação à existência persistente do JBN;
- Encontrar os padrões temporais do comportamento do vento, através da Análise em Componentes Principais, associando-os à formação das linhas de instabilidade amazônicas;
- Avaliar as contribuições dos padrões sinóticos do ambiente com e sem a formação de linha de instabilidade, associando-os à sistemas meteorológicos atuantes nestes ambientes.

3 REVISÃO DE LITERATURA

3.1 ASPECTOS CLIMÁTICOS E PRINCIPAIS SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES NA REGIÃO TROPICAL DO BRASIL

A região tropical, em geral, caracterizada por alta umidade e intensa atividade convectiva, é afetada por fenômenos meteorológicos em várias escalas espaciais e temporais. A convecção tropical é a principal característica do clima da Bacia Amazônica. Ela é regulada principalmente por características em grande escala, incluindo a Célula de Hadley, a ZCIT, a Circulação de Walker, ondas atmosféricas, a oscilação intrassazonal de 40 a 60 dias e também por processos meteorológicos, como a penetração de frentes frias extratropicais, ZCAS, VCAN e outros sistemas multi-escalares (OLIVEIRA e NOBRE, 1986).

A região Amazônica possui grande variedade de ecossistemas e diversidade biológica e étnica, possuindo a maior extensão de floresta tropical da Terra, com mais de 5 milhões de km². O papel da floresta na manutenção do equilíbrio dinâmico entre clima e vegetação é essencial na reciclagem do vapor d'água. Em escala global, a Floresta Amazônica é um importante regulador dos balanços de energia e do balanço hídrico, conseqüentemente, pode exercer influência sobre a circulação atmosférica e a precipitação regional (SALATI e MARQUES, 1984).

A precipitação amazônica possui grande variabilidade espaço-temporal ao longo do ano, com elevadas taxas de evapotranspiração, identificando a existência de basicamente dois regimes pluviométricos distintos, um chuvoso, com elevada precipitação, e outro menos chuvoso, sem período de seca definido (FISCH et al., 1998). A precipitação média na região Amazônica é de aproximadamente 2300 mm.ano⁻¹, e em algumas regiões, na fronteira entre Brasil e Colômbia e Venezuela, pode atingir um total de 3500 mm (FISCH, et al., 2016).

A distribuição espacial e temporal das chuvas na Amazônia foi detalhada por Figueroa e Nobre (1990) utilizando dados de 226 estações pluviométricas. Os autores mostraram que o período de chuvas ou forte atividade convectiva na região Amazônica é compreendido entre os meses de novembro e março, enquanto que o período sem grande atividade convectiva ocorre entre os meses de maio e setembro. Os meses de abril e outubro são meses de transição entre um regime e outro. No trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), a porção oeste e central da Amazônia apresenta altas taxas de precipitação (superior a 900 mm), sendo relacionada com a posição geográfica da Alta da Bolívia. No trimestre junho-julho-agosto (JJA), o centro de máxima precipitação desloca-se para o norte, situando-se sobre a América Central.

Inicialmente, o fator em grande escala responsável pelas variações no tempo e clima sobre todo o Globo terrestre é a Circulação Geral da Atmosfera. Esta circulação ocorre devido ao aquecimento desigual entre o equador e os polos, sendo consequência da forma da Terra. Desta forma, as regiões mais próximas ao equador recebem maiores quantidades de energia do que as regiões polares. Para manter o equilíbrio térmico entre essas regiões ocorre o transporte, através dos ventos, do ar quente e úmido da região tropical para os polos e também de ar frio e seco dos polos para os trópicos (KALNAY et al., 1996; REBOITA et al., 2012). Na região tropical, o ar mais aquecido e, conseqüentemente, menos denso se eleva na atmosfera (~15 km de altura) e desloca-se em direção aos polos em ambos os hemisférios, se resfriando e então induzindo subsidência entre a faixa de latitude de 20° e 30° (em ambos os hemisférios), originando os sistemas de alta pressão subtropical (ASAS, ASAN, ASPS e ASPN) que serão discutidos posteriormente. Por continuidade de massa, ao tocar a superfície, o ar subsidente dirige-se aos polos e ao equador, sendo este último responsável pela geração de uma célula de circulação fechada conhecida como Célula de Hadley (REBOITA et al., 2012).

Desta forma, a circulação média em grande escala induz a formação de dois sistemas importantes na variabilidade climática de toda América do Sul, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e do Pacífico Sul (ASPS) subtropicais, que são observados durante todo o ano. No inverno, a ASPS desloca-se ligeiramente em direção ao equador em relação à sua posição no verão, enquanto que, no verão, a ASAS encontra-se menos intensa, localizada mais ao sul e deslocado para leste, e no inverno se torna mais intensa, permanecendo aproximadamente na mesma latitude, com pequeno deslocamento de seu centro para o norte, aproximando-se da costa do Brasil (MOLION, 1987; KALNAY et al., 1996). Estas configurações fazem com que o escoamento do vento em baixos níveis penetre o continente de forma distinta, ou seja, no inverno do hemisfério sul a componente meridional do vento no norte do continente sul-americano é mais intensa do que no verão. Vale ressaltar que esses sistemas sofrem diretamente os efeitos das mudanças na TSM do oceano Pacífico, levando à formação do fenômeno de ENOS (ANDREOLI et al., 2016) e na TSM do oceano Atlântico Norte e Sul, associado aos fenômenos de Dipolo do Atlântico (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; NOBRE e SHUKLA, 1996).

Devido a rotação da Terra em torno de seu próprio eixo, os ventos sofrem o efeito da força de Coriolis, de forma que os ventos que se dirigem para o equador são defletidos para a esquerda do movimento no Hemisfério Sul e para a direita no Hemisfério Norte, formando os ventos alísios de sudeste e nordeste, respectivamente (GRIMM, 1999a, 1999b). Os Ventos Alísios são ventos que ocorrem durante todo o ano nas regiões tropicais, muito comuns na

América Central, sendo o resultado da ascensão de massas de ar que convergem de zonas de alta pressão (anticiclônicas), nos trópicos, para zonas de baixa pressão (ciclônicas) no Equador (LIOPART, 2012). A faixa de convergência entre estes ventos, próximo ao equador, dá origem ZCIT, que será discutida posteriormente. Estas características formam condições típicas em determinadas faixas de latitudes, entretanto, alguns fatores podem propiciar diferentes condições climáticas sob a mesma latitude, como por exemplo a proximidade com o oceano, o tipo de cobertura do solo, o relevo, dentre outros.

Um elemento de circulação geral e importante gerador de precipitação atuante na região amazônica e norte do Nordeste é a ZCIT. Considerando a região próxima ao equador, há um aquecimento intenso e uniforme da superfície devido a radiação solar incidente. Este aquecimento acarreta em áreas de máxima TSM, regiões de baixa pressão na superfície (cavado equatorial) e de máxima convergência de massa, marcando assim a região de confluência dos ventos alísios do Hemisfério Norte e os ventos alísios do Hemisfério Sul, transportando ar quente e úmido para os níveis mais altos da atmosfera, caracterizando a ZCIT (UVO, 1989).

Sobre o oceano Atlântico, a ZCIT apresenta um deslocamento norte-sul do equador durante o ano, acompanhando a marcha sazonal do sol. Atinge sua posição mais ao sul do equador (aproximadamente 2° S) no mês de março/abril e sua posição mais ao norte (aproximadamente 14° N) no mês de agosto/setembro, podendo atingir 5° S em anos chuvosos no Nordeste Brasileiro (FIGUEROA e NOBRE, 1990; RAO e HADA, 1990, MELO et al., 2009). Essa migração sazonal é fortemente relacionada às anomalias que ocorrem na circulação atmosférica e oceânica sobre os trópicos, a exemplo dos fenômenos El Niño e La Niña (KAYANO et al., 1988; PEZZI e CAVALCANTI, 2001). Sendo assim, a ZCIT tem seu deslocamento associado ao aquecimento do oceano tropical, tendo como posição preferencial o hemisfério que apresenta os maiores valores de TSM. Alguns autores indicam que anomalias positivas da TSM sobre o oceano Atlântico Tropical (AT) afeta o deslocamento da ZCIT. Ou seja, anomalias positivas no AT norte (sul) fará a ZCIT permanecer em sua posição mais ao norte (sul) do equador por mais tempo do que a sua média climatológica, afetando o regime de chuvas nas regiões norte e nordeste do Brasil (CARVALHEIRO et al., 2011; PEZZI et al., 2016; SILVA et al., 2017; NETO et al., 2021).

Além de variações interanual e sazonal, Carvalho (2011) indica que a posição e intensidade da ZCIT possui flutuações em uma escala temporal variando de poucos dias a poucas semanas. Essas variações diárias na nebulosidade e posição da ZCIT ocorrem devido à passagem de distúrbios transientes, como DOL, Cavados e VCAN, sistemas frontais e de oscilações com características de ondas de Kelvin e de Rossby equatorial (COELHO, 2002).

O ENOS, composto pelos eventos de El Niño e La Niña no Oceano Pacífico Tropical, é a principal influência remota para variações climáticas sobre o Brasil, em especial a região Norte/Nordeste (ANDREOLI e KAYANO, 2005; ANDREOLI et al., 2016). É um fenômeno associado à oscilação acoplada do oceano/atmosfera, que produz alterações na TSM, na pressão, no vento e na convecção tropical, com reflexos em diversos lugares do planeta. A seleção de ENOS extremos é baseada no índice observado Niño 3.4, que é definido como anomalias de TSM médias na zona delimitada a 5° N, 5° S, 150° W e 90° W. A identificação dos eventos de El Niño são marcados quando anomalias positivas na zona do Niño 3.4 excedem o limiar de 0,9°C e anomalias negativas inferiores a -0,7°C caracterizam eventos de La Niña (TRENBERTH e STEPANIAK, 2001; ANDREOLI et al., 2007).

Essa conexão ocorre através de mudanças na circulação atmosférica, de tal forma que, em condições de El Niño, a circulação de Walker é deslocada para leste, ficando seu ramo ascendente situado na parte central do Pacífico equatorial, onde a convecção é intensificada, e seu ramo descendente situado sobre o NEB e Atlântico tropical adjacente, onde a convecção é inibida (KOUSKY et al. 1984).

Um dos modos de TSM do Atlântico é o conhecido Dipolo do Atlântico ou Gradiente do Atlântico, sendo caracterizado pela manifestação de anomalias de TSM com sinais opostos sobre as bacias norte e sul do Atlântico Tropical. Esse padrão térmico gera um gradiente meridional de temperatura inter-hemisférico sobre o Atlântico Equatorial, o qual exerce influências no deslocamento norte-sul da ZCIT (LLOPART, 2012; TOMAZIELLO et al., 2016). O Dipolo do Atlântico é o fenômeno oceano/atmosférico identificado através de alterações nas TSM do Oceano Atlântico Tropical Norte e Sul, de modo que anomalias positivas (negativas) no Atlântico Norte (Sul) acarretam em movimentos descendentes sobre a Região Leste da Amazônia, Litoral Norte Brasileiro e em alguns países da África Ocidental, transportando ar frio e seco dos altos níveis da atmosfera, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação (Fase Positiva do Dipolo). Quando ocorre a situação oposta (Fase Negativa do Dipolo), há um aumento nos totais pluviométricos nessas regiões devido ao movimento ascendente gerado, que transportam umidade para os altos níveis da atmosfera constituindo uma situação favorável para a intensificação de formação de nuvens convectivas (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981).

Destaca-se ainda, a influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), definida, segundo Kodama (1992) como uma zona de confluência na baixa troposfera na América do Sul, identificada como uma persistente banda de nebulosidade e precipitação com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde o sul e leste da Amazônia até o sudoeste do

Oceano Atlântico Sul. Em geral, a ZCAS localiza-se em sua posição mais a leste em dezembro, associada aos altos índices pluviométricos sobre o Brasil, no mês de janeiro se posiciona mais a oeste. Sendo assim, o principal sistema de grande escala responsável pelo regime de chuvas sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil durante os meses de primavera e verão (KODAMA, 1992, 1993; LIEBMANN et al., 2001).

Como discutido na subseção anterior, a costa norte da América do Sul é influenciada pela presença das LI, que são sistemas de grande importância para os totais pluviométricos da região. Barros (2008) indicou que os principais sistemas atuantes sobre o Centro de Lançamento de Alcântara/MA são a ZCIT, correspondendo a mais de 50% do total de eventos de precipitação anual e as LI correspondendo à aproximadamente 25% a 33% do total de precipitação anual. Outros autores mostraram que a precipitação associada às LI difere em relação ao período e regiões que este sistema pode atuar. Cohen (1989) estimou que as LI são responsáveis por 45% da precipitação observada no leste paraense durante o período chuvoso. Greco et al. (1990) mostraram que 40% da precipitação observada durante o experimento ABLE-2B (*Amazon Boundary Layer Experiment*) foi proveniente das LI.

Outro sistema que atua na costa norte-nordeste do Brasil são os DOL. São ondas que se formam no campo de pressão atmosférica, na faixa tropical do globo terrestre, na área de influência dos ventos alísios, e se deslocam de oeste para leste, ou seja, desde a costa da África até o litoral leste do Brasil, com sua maior atuação no inverno austral. Apresentam-se como um cavado formado pela máxima curvatura ciclônica nos ventos alísios de leste. Apresentando características ligeiramente diferentes dependendo da localidade em que são formadas e de seu percurso pelos trópicos (ASNANI, 2005).

Barbosa et al. (2006) sugeriram uma influência dos DOL na formação de LI que se formam na costa N-NE do Brasil. A partir da iniciação de nuvens convectivas através de fatores locais (aquecimento e brisa) esta ganhará grande extensão horizontal e se propagará para o interior do continente caso alguma forçante de grande escala como ZCIT e DOL, por exemplo, agir intensificando a convecção.

Além da influência de sistemas de meso e grande escalas, existem outros fenômenos importantes na definição das características do clima, como as circulações termicamente induzidas em escala local, denominadas de brisa marítima/terrestre (associado à proximidade com o oceano) e brisa de vale/montanha (associada ao relevo). Portanto, a região em estudo também é influenciada por esses sistemas meteorológicos de escala local, a exemplo das circulações de brisa (ATIKSON, 1981). Estas circulações são observadas durante todo o ano e são geradas, como mencionado anteriormente, pelo contraste térmico diário entre superfícies

com características diferentes (continente e oceano, por exemplo). Surgem durante o dia (brisa marítima), quando o ar sobre o continente está relativamente mais quente que o ar sobre o oceano, sendo transportado para cima e, por continuidade de massa, substituído pelo ar frio vindo do mar, formando uma linha constituída de cumulonimbus junto à costa. Durante à noite, o inverso ocorre e é formada a brisa terrestre.

Souza e Oyama (2017) investigaram as áreas continentais e oceânicas com potenciais de brisa por toda a costa do NEB. Foram utilizados dados horários durante o período de 1980 a 2010 do *National Centers for Environmental Prediction* da componente zonal e meridional do vento em 1000 hPa para os meses de setembro (estação seca) e março (estação chuvosa). Os autores mostraram que o potencial de brisa sobre os litorais meridionalmente orientadas (costa meridional e do Amapá) está relacionado, principalmente, à componente zonal do vento e alcança de 1° a 2° para o interior da costa. Além disso, às 07 UTC (1900 UTC) foi observado a máxima (mínima) intensidade no ciclo do vento zonal, correspondendo à brisa terrestre (marítima). Na costa norte do NEB, o potencial de brisa está relacionado à componente meridional do vento, alcançando de 2° a 3° para o interior do continente e para o mar. Foi mostrado, também, que o máximo (mínimo) do ciclo diário do vento meridional é observado às 10 UTC (2200 UTC). Além disso, as maiores frequências das brisas são nos períodos menos chuvosos, quando há a diminuição de nebulosidade e conseqüentemente aumenta o contraste térmico continente-oceano.

3.2 LINHAS DE INSTABILIDADE

A LI é um sistema convectivo de mesoescala associado à junção de várias células de cumulonimbus em diferentes estágios de desenvolvimento dispostas em forma de linha, podendo ser contínua ou com intervalos entre si. Os primeiros estudos associados a LI foram feitos por Hamilton e Archbold (1945) que definiram o sistema como uma linha de cumulonimbus que se formam ao longo da borda de uma ampla área de movimentos descendentes. Huschke (1959) as definiu como sendo uma banda de atividade convectiva organizada, não necessariamente contínua. Segundo Glickman (2000), são definidas como uma linha de tempestade em atividade, contínua ou com intervalos, incluindo as áreas próximas da precipitação.

Esses sistemas podem se formar em várias regiões do globo, tanto em regiões tropicais quanto em médias latitudes (TAO et al., 1995; TAKEMI, 2014). Na América do Sul, ocorrem

frequentemente na costa norte do Brasil, podendo se propagar mais de 400 km continente adentro e produzir grandes acumulados de chuva, um exemplo de LI é visto na Figura 1. Podem também ser formadas em latitudes subtropicais e médias, sendo estas associadas a sistemas frontais.

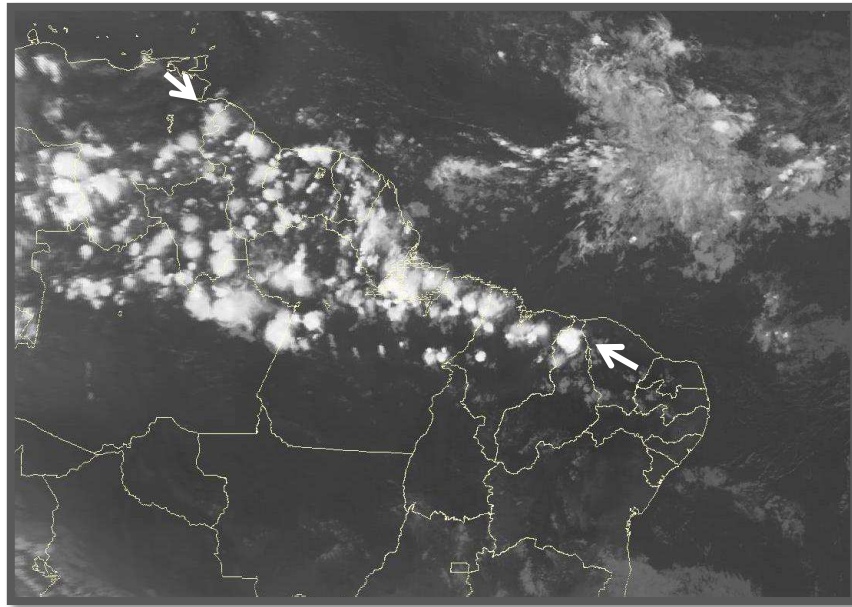


Figura 1: Imagens do satélite METEOSAT-10 no canal infravermelho no horário das 21:00 UTC do dia 18 de julho de 2016. A seta indica a posição da linha de instabilidade.

Fonte: CPTEC/INPE

A estrutura e intensidade das LI são reguladas por suas condições meteorológicas ambientais, tais como, os campos espaciais do vento, temperatura e umidade (HOUZE, 1993; COTTON et al., 2011; OLIVEIRA e OYAMA, 2019). Estas condições ambientais da formação e desenvolvimento são determinadas pela escala sinótica e/ou grande escala e por fatores termodinâmicos.

A partir de uma sequência de imagens de satélite no canal infravermelho para documentar a frequência mensal, propagação e velocidade de propagação das LI na costa Amazônica no período de 1979 a 1986, Cohen (1989) verificou que a grande maioria desses sistemas ocorreram durante o inverno no Hemisfério Sul, vindo do quadrante leste-nordeste com velocidade média de 16 m/s. A autora analisou, também, as LI formadas durante o experimento *Amazon Boundary Layer Experiment* (ABLE 2B) e encontrou a presença de um forte e profundo JBN nos dias de ocorrência da LI.

Greco et al. (1990) utilizaram dados coletados no ABLE 2B durante o período de primeiro de abril a 15 de maio de 1987, para investigar as LI amazônicas. Eles caracterizaram a convecção na Amazônia em três categorias separadas: os sistemas que ocorrem na costa

(SOC), sistemas que ocorrem na bacia (SOB) e sistemas locais (SOL). A diferença entre esses sistemas são as suas localizações geográficas, a propagação e o ciclo de vida. Os SOC formam-se ao longo da costa norte do Brasil, e se propagam transversalmente à bacia com velocidade entre 50-60 km/h e apresentam ciclo de vida entre 24 e 48 horas. Os autores observaram que os 12 SOC que ocorreram durante o ABLE 2B produziram 40% da precipitação total registrada durante o experimento. Estes sistemas têm comprimento médio entre 1000 e 2000 km, mas podem alcançar uma distância de até 3500 km. Santos Neto (2004) encontrou um comprimento médio de 1344,31 km para as LI ocorridas entre 1979 e 2002 na região amazônica.

Segundo Llopart (2012), os SOC são sistemas de grande importância para a região, pois além de contribuir para seus totais pluviométricos, tem papel fundamental na circulação global e na energética da atmosfera tropical, sendo um meio de transporte de umidade, massa e gases para a alta troposfera. Dada a importância dos SOC, Cohen (1989) fez a separação em 3 grupos de acordo com a distância horizontal alcançada: Linhas de Instabilidade costeiras (LIC), com propagação inferior a 170 km; Linha de Instabilidade com propagação do tipo 1 (LIP1), com deslocamento entre 170 e 400 km e; Linha de Instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2), com deslocamento acima de 400 km.

Kousky (1980) sugeriu que a convecção associada à brisa marítima penetra para o interior do continente quando o escoamento médio em 850 hPa é perpendicular à costa, e tem penetração limitada quando o escoamento é paralelo à costa ou em direção ao oceano. Sendo assim, o comportamento do escoamento do vento se apresenta como um determinante na propagação das LI.

Por meio de imagens de radar, satélite e informações de estações meteorológicas, Garstang et al. (1994) estudaram a estrutura termodinâmica e a cinemática das LI na região Amazônica. Foi estudado um caso de LI formada durante o experimento ABLE 2B. O modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma LI, ilustrado na Figura 2, mostra que o sistema é composto em sua frente por nuvens cúmulus em desenvolvimento, seguida por uma borda dianteira de convecção (*leading edge convection*) que é constituída por vários cumulonimbus. Nesta região, encontra-se a própria LI com chuva forte associada. Por fim, observou-se uma camada extensa de nuvens estratiformes na região da bigorna. Estes resultados são semelhantes ao modelo conceitual proposto por Gamache e Houze (1982) e por Zipser (1977) para as LI tropicais. Segundo os autores, a nebulosidade associada às LI pode ter temperatura de topo menor que 213 K (indicando alturas de aproximadamente 13-14 km) e conter nuvens cumulonimbus (Cb) com temperatura de topo abaixo de 193 K (indicando alturas de aproximadamente 16-17 km). Na região convectiva da LI, há convergência na baixa troposfera

e divergência em altos níveis. Os autores mostraram ainda que as LI podem passar por seis estágios no seu ciclo de vida: gênese, intensificação, maturidade, enfraquecimento, regeneração e dissipação. Além disso, o cisalhamento em baixos níveis pode desempenhar um papel importante na longevidade dos sistemas.

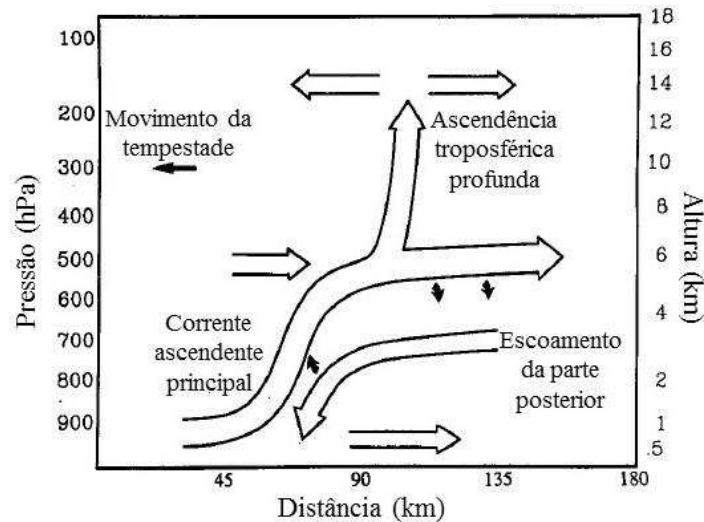


Figura 2: Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica.

Fonte: Adaptado de Garstang et al. (1994).

Tao et al. (1995) observaram que uma das maiores diferenças entre o ambiente tropical e de latitudes médias é a razão de variação térmica vertical. Por causa desta diferença, o nível de fusão é diferente entre as linhas que se formam nos trópicos e em latitudes médias. Portanto, o impacto dos processos de fusão (tanto o resfriamento diabático, quanto a transformação do gelo em chuva) afeta diferentemente tais sistemas. Além da diferença do nível de fusão causado pela variação térmica em cada latitude, outro ponto importante para a diferença entre a convecção tropical e de latitudes médias é o campo de velocidade vertical. A distribuição vertical do empuxo é considerada por ter um papel importante na determinação da intensidade dos sistemas convectivos (LUCAS et al., 1994; TAKEMI e SATOMURA, 2000; TAKEMI, 2010). Se o empuxo se torna pequeno ao longo da atmosfera, a aceleração para cima de uma parcela de ar também se torna pequeno.

Cohen e Gandu (2002) analisaram duas LI formadas entre os dias 17 e 19 de abril de 2000, cuja formação foi observada no interior do continente, e não relacionada à circulação de brisa marítima, como aquelas descritas por Kousky (1980), Cavalcanti (1982) e Silva Dias e Ferreira (1992). Os autores observaram a formação da primeira LI no centro-oeste do Maranhão, orientada na direção nordeste-sudoeste com propagação para oeste. Foi observado

que houve uma interação da primeira LI com outra formada na costa do Pará, que teve seu mecanismo de inicialização associado à brisa marítima.

As análises das principais condições atmosféricas de grande e mesoescala observadas durante a formação dessas duas LI mostraram a passagem de uma crista de um distúrbio de leste, nesses dias, próximo a região de formação da LI continental. Este distúrbio foi precedido por nuvens convectivas isoladas sobre a parte central do Maranhão, que se organizaram de forma linear com a passagem do distúrbio de leste e a sotavento de uma topografia de 300 metros de altitude, que pode favorecer as circulações locais iniciando as primeiras células convectivas. Além disso, foi observado uma extensa região de convergência de umidade em baixos níveis e movimentos verticais ascendentes em níveis médios da troposfera sobre o litoral do Pará e movimentos descendentes sobre o Amapá. As LI continentais têm mecanismo de formação diferente das LI formadas ao longo da costa, porém, para este estudo de caso, tiveram características estruturais similares.

Barbosa et al. (2006) propôs que os DOL têm influência significativa na formação e propagação das LI formadas na costa N/NE do Brasil. Dada a formação de nuvens convectivas, iniciada por fatores locais (aquecimento e brisa), se a convecção for intensificada por um forçante de escala sinótica (ZCIT ou DOL), então a perturbação convectiva ganhará grande extensão horizontal e se propagará continente adentro. Essas perturbações convectivas de longa duração correspondem às LI que penetram no interior da região amazônica.

Meng et al. (2013) investigaram características gerais das LI no leste da China utilizando mosaicos de refletividade do Radar Doppler com resolução espacial de 4 km para os anos de 2008 e 2009. O critério utilizado para identificar uma LI foi similar ao utilizado por Parker e Johnson (2000). Consiste em observar o sistema como uma banda adjacente linear ou quase linear de 40 dBZ de refletividade, se estendendo no mínimo 100 km e com duração de pelo menos 3 h. As LI vão de março a outubro no leste da China, com um máximo de frequência em julho. A zona de formação desloca para o sul na primavera e para o norte no verão e depois volta para o sul no outono. Esta mudança de mês a mês da formação da LI pode estar associada com a mudança da zona baroclínica entre regiões subtropicais e extratropicais. Foi observado ainda que em toda a frente de rajada da LI são vistas mudanças abruptas de pressão de superfície, temperatura, vento e etc. Segundo estes autores, esta é a região em que se observa a maior atividade da LI. Os fortes ventos de superfície estão, em parte, associados com a grande diferença de pressão entre a superfície abaixo da frente de rajada e a tempestade no alto da piscina fria.

Através de experimentos numéricos utilizando o modelo atmosférico *Weather Research and Forecast* (WRF), Takemi (2014) investigou a sensibilidade da estrutura e da intensidade de LI em regiões tropicais, oceânicas e com característica continental em latitudes médias para as condições idealizadas propostas por Rotunno et al. (1988), Weisman et al. (1988) e Weisman e Rotunno (2004), sob diferentes condições de temperatura, umidade e cisalhamento. Foi demonstrado que a força e a área de núcleos ascendentes dentro do sistema convectivo simulado são significativamente reguladas pela taxa de variação térmica na vertical, que é considerado como um auxiliador para o perfil vertical de flutuabilidade para uma parcela de ar levantada adiabaticamente, ou seja, um ambiente com uma taxa de variação térmica maior leva ao desenvolvimento de correntes ascendentes fortes e uma área mais ampla dentro de um sistema convectivo. Assim, o perfil vertical do empuxo afeta fortemente as características de correntes ascendentes.

Oliveira e Oyama (2015) identificaram as LI ocorridas no mês de julho na região do Centro de Lançamento de Alcântara-MA seguindo os critérios propostos por Cavalcanti (1982). Foram utilizadas imagens do satélite GOES no canal infravermelho de 1999 a 2009. Os resultados mostraram uma frequência média de 9 LI, onde apenas 6 casos ocorreram sobre a região de estudo. Os critérios utilizados pelo método subjetivo foram utilizados como base para a elaboração de uma rotina computacional em Fortran, que utilizaram como entrada os sistemas diagnosticados pelo FORTRACC (*Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*). Desta forma, foi elaborado um método objetivo de identificação de LI de 2004 a 2009 baseado nas saídas do FORTRACC. Os resultados apontam uma frequência média de 6 casos de LI e boa concordância com os casos identificados subjetivamente. Utilizando estimativas de precipitação do TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) para a região, os autores indicaram ainda que cerca de 30% da precipitação de julho está associada a eventos de LI.

Com o intuito de verificar as possíveis relações entre a temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Tropical e o desenvolvimento de LI atuantes na costa norte e nordeste do Brasil, Silva et al. (2017) mostraram que dentre os pontos de TSM analisados, as TSM2, TSM5 e TSM10, que compreendem os pontos na latitude de 0° e longitudes de $36,7^{\circ}\text{W}$, $39,7^{\circ}\text{W}$ e $44,7^{\circ}\text{W}$, respectivamente, apresentaram as maiores contribuições na explicação da variabilidade dos episódios de LI. Mostrou-se também, que o aumento da TSM nos pontos TSM2 e TSM10, estão associados ao aumento de eventos de LI, enquanto que a TSM5 apresenta componente de redução de LI. Foi mostrado ainda que anomalias negativas de TSM próximo à costa geram melhores condições de formação de brisas, pois o contraste térmico

entre oceano-continente se torna mais acentuado, sendo assim, a identificação de LI é mais facilitada em detrimento da não associação a outros padrões de circulação da atmosfera.

Visando investigar a relação entre a ocorrência e intensidade das LI com o Gradiente Inter-Hemisférico de Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico Tropical (GRADATL), Queiroz (2018) utilizando dados de satélites geoestacionários e do satélite TRMM indicou que a quantidade de LI foi menor nos anos de fase negativa do GRADATL e que as precipitações média e máxima não apresentaram diferenças significativas, independente da fase positiva ou negativa do GRADATL. Assim, a autora sugere que os diferentes cenários do GRADATL não influenciam de maneira significativa as características físicas e morfológicas das LI.

Lima (2018) analisou a influência do Oceano Pacífico nas características das LI utilizando dados de identificação de sistemas convectivos oriundos *do International Satellite Cloud Climatology Project-Tracking (ISCCP-Tracking)* para identificar anos extremos de El Niño (EN) e La Niña (LN). Inicialmente foi identificado que os Sistemas Lineares, os quais estão incluídos as LI, são mais intensos que sistemas Não Linear. Por meio da análise dos anos de El Niño e La Niña houve indícios de que os Sistemas Lineares são mais intensos durante a ocorrência de La Niña, isso significa que as correntes ascendentes são mais intensas, propiciando maior desenvolvimento vertical desse sistema, portanto, sendo relacionados a eventos extremos de precipitação. Além disso, a autora sugere que tanto o Oceano Pacífico quanto o Oceano Atlântico interferem na distribuição da precipitação, e que a intensidade das anomalias de Temperatura de Superfície do Mar é essencial para avaliar a influência do oceano nos Sistemas Lineares.

Sátyro et al. (2020) investigaram como áreas urbanas cercadas por grandes rios impactam nos fenômenos meteorológicos de mesoescala, especialmente em relação aos impactos causados na intensidade das LI e na precipitação associada a esses sistemas. Foram utilizados experimentos numéricos sensíveis, combinando a presença e/ou ausência de cidade e rios para o desenvolvimento de uma LI formada sobre a cidade de Manaus-AM. Os resultados mostraram que a evolução e a estrutura da LI foram sensíveis a mudanças nas características da superfície. Foi mostrado que a presença da urbanização favoreceu a intensificação da LI próxima a Manaus e que o efeito regional do rio influenciou a chegada da LI na região, de forma que a ausência do rio produziu uma LI mais fraca, passando pela localidade mais cedo. Portanto, as alterações nas características da superfície modificaram os processos de interação entre a superfície e a LI, resultando em uma mudança na precipitação antes, durante, e após a passagem da LI pela cidade. Entretanto, os autores indicaram que o efeito do rio nas chuvas acumuladas

sobre a cidade depende da estrutura do ambiente urbano em si, de forma que a presença do rio intensifica a LI sobre a cidade, mas a estrutura urbana é quem dita a intensidade desse efeito.

3.3 PROCESSO DE FORMAÇÃO E PROPAGAÇÃO DAS LINHAS DE INSTABILIDADE

Os fatores responsáveis pela inicialização e propagação das LI tropicais vêm sendo documentados por alguns pesquisadores desde a década de 80. Sun e Orlanski (1981) propuseram que a instabilidade trapezoidal é possivelmente um mecanismo responsável pela propagação das LI na costa Atlântica da América do Sul. Esta instabilidade consiste na liberação de ondas de gravidade internas de mesoescala produzidas através da variação diurna da estabilidade na camada limite planetária. Eles utilizaram um modelo linear no qual houve interação entre a circulação de brisa marítima e ondas instáveis de mesoescala, associadas à instabilidade trapezoidal. Os resultados indicaram que a energia potencial da instabilidade trapezoidal se intensificou com a circulação da brisa marítima em latitudes baixas, e as ondas de gravidade interna em mesoescala, próximo à costa, se amplificaram gradualmente propagando-se continente adentro.

Além disso, outros mecanismos de formação das LI são sugeridos pela literatura. Houze (1977) sugeriu que as LI amazônicas estão ligadas aos padrões de onda que se propagam na região tropical, enquanto outros autores associam este sistema como sendo resultado da circulação de brisa (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982; CAVALCANTI e KOUSKY, 1982; COHEN, 1989; WEISMAN e ROTUNNO, 2004; ALCÂNTARA et al., 2014).

Outro fator importante no desenvolvimento das LI é a existência do JBN, uma dessas primeiras observações foi feita por Mansfield (1977). Vários estudos mostraram que o cisalhamento vertical do vento tem papel importante na organização e manutenção das LI (WEISMAN e KLEMP, 1982; THORPE et al., 1982; BLUESTEIN e JAIN, 1985; ROTUNNO et al., 1988; GARSTANG et al., 1994; TRIER et al., 1997; DAVIS e TRIER, 2002; WEISMAN e ROTUNNO, 2004). Weisman e Klemp (1984, 1986) mostraram que o cisalhamento vertical do vento tem influência direta na organização, propagação e tempo de vida das LI. O aspecto organizacional destes sistemas é devido à capacidade da frente de rajadas ativar novas células convectivas, e por uma corrente ascendente, interagir com o cisalhamento vertical para produzir uma larga e quase estacionária estrutura de tempestade.

Barnes e Sieckman (1984) estudaram o ambiente de formação das LI tropicais e de convecção não organizada durante o GAPE (*Global Atmospheric Research Programme-GARP Atlantic Tropical Experiment*). Foi constatado que as LI se formaram em ambiente com uma camada mais seca nos médios níveis troposféricos e cisalhamento do vento em baixos níveis, mais forte do que no ambiente em que houve o desenvolvimento de convecção não organizada, resultando em uma maior instabilidade potencial e uma corrente convectiva descendente mais intensa.

Estudos indicaram que o desenvolvimento de tempestades organizadas, as LI, está diretamente associado a dinâmica do ambiente em que são formadas. Rotunno et al. (1988), através de simulações bi e tri dimensionais, concluíram que a interação cisalhamento-piscina fria é um elemento central no entendimento da manutenção das fortes LI na ausência de forçantes externos como, as frentes frias. Os autores propuseram que o forte cisalhamento presente nos mesmos níveis da piscina fria é o mais importante para o disparo de novas células convectivas. Quando há o balanço das circulações (vorticidade) geradas nessas duas regiões há um levantamento mais profundo com maior potencial para produzir novas células à frente da linha. Desta forma, as circulações geradas na região da retaguarda da linha convectiva principal exercem a função de manutenção da LI, desempenhando papel de uma forçante dinâmica e fornecendo umidade necessária para o desenvolvimento de novas células convectivas à frente da LI. Assim, a camada de cisalhamento que ocupa os mesmos níveis verticais que a piscina fria pode ser a mais importante para este efeito.

Visando investigar este efeito, Weisman e Rotunno (2004) estudaram a interação dos fatores necessários para a manutenção de LI mais fortes utilizando diferentes medidas do cisalhamento do vento, como camadas de cisalhamento mais profunda e mais elevadas. Ao aumentar a altura da base do cisalhamento para 7,5 e 10 km, notou-se o desenvolvimento de células convectivas isoladas de forte intensidade ao longo da linha no regime de cisalhamento moderado a forte. Os autores reconfirmaram que as LI são mais fortes quando o cisalhamento de moderado a forte é confinado nos baixos níveis. Foi sugerido, também, que é possível a formação de sistemas duradouros sem que haja o balanço apropriado entre o cisalhamento em baixos níveis e a intensidade da piscina fria, entretanto, os autores acreditam que durante o ciclo de vida desses sistemas pode haver formação de convecção menos intensa e com menor duração do que quando as circulações estiverem balanceadas. Sistemas de longa duração podem se desenvolver em uma ampla variedade de ambientes, mas a intensidade das LI é aumentada quando o cisalhamento é de moderado a forte e tem sua base na superfície, com profundidade entre 2,5 e 5 km.

Alcântara et al. (2011) verificaram a distribuição do número de casos de LI e JBN que ocorreram durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2008. Para isto, os autores avaliaram um total de 2987 imagens de satélite, e identificaram a ocorrência de LI seguindo a metodologia proposta por Cohen (1989) e definiram o JBN como sendo um máximo relativo de velocidade entre os níveis de 900 hPa e 600 hPa. Do total de imagens analisadas, 1436 delas mostraram a presença de LI formadas na costa norte do Brasil, onde cerca de 87% desses casos, registraram também a presença de um JBN. A análise da distribuição mensal mostra uma maior frequência de número de casos de LI entre os meses de abril a julho, correspondendo a parte da estação chuvosa e parte da estação de transição para a estação seca da região. Neste período é observada a maior frequência de LIP2, concordando com os estudos feitos por Cohen (1989) e Silva Dias et al. (2005). Os autores concluíram que o JBN é uma característica intrínseca do ambiente de desenvolvimento das LI, independente do quanto estas se propaguem continente adentro.

Com o intuito de verificar o papel dos JBN no desenvolvimento das LI amazônicas, Alcântara et al. (2014) diagnosticaram que para se formar uma LI propagante, o perfil do vento deve conter um JBN mais intenso e mais profundo, com camada de velocidade quase constante até os médios níveis. Além disso, esta camada também não deve conter cisalhamento direcional. Os autores sugeriram que a teoria proposta por Rotunno et al. (1988) não aparenta ser a condição “ótima” para as LI da Amazônia, e sim uma simplificação de um perfil de vento que pode ser muito mais complexo e que suas características, tanto em baixos níveis, quanto em médios níveis podem ser efetivas na formação e desenvolvimento das LI, pois todo ele pode interferir nos processos internos de nuvens.

Com o propósito de estudar a estrutura das circulações dentro de uma LI formada no dia 02 de junho de 2003, durante o experimento BAMEX (*Bow Echo and Mesoscale Convective Vortex Experiment*) sobre o estado de Mississippi - EUA, Wakimoto et al. (2015) mostraram que o vetor cisalhamento do vento em baixos níveis é um componente importante ao longo da linha. Além disso, foi mostrado que a estrutura da vortacidade vertical, tipicamente encontradas na região estratiforme do sistema, apresenta influência significativa na evolução de sistemas convectivos de mesoescala. Corroborando com os resultados que vem sendo mostrados em relação as LI tropicais.

Oliveira e Oyama (2015) mostraram que o alto teor de umidade nos médios e baixos níveis em conjunto com um fluxo de nordeste em altos níveis, são fatores que estão ligados à iniciação das LI no mês de julho sobre Alcântara-MA. No nível de 700 hPa, os autores identificaram alto conteúdo de umidade nas regiões sob influência da ZCIT. No interior do

continente foi observado que os dias com LI apresentam uma região extensa com alto teor de umidade sobre a costa da região norte e nordeste brasileiro, se opondo a regiões mais secas no sudeste da América do Sul. Os autores sugerem que este padrão de dipolo se apresenta como uma célula de circulação direta, onde as latitudes equatoriais experimentam condições mais úmidas e as subtropicais condições mais secas, associadas as anomalias de convergência e divergência de umidade, respectivamente. Em relação à circulação média em 350 hPa, foi observado dois núcleos de circulação anti-ciclônica fechada, um sobre a Amazônia e outro sobre a costa leste do NEB e oceano adjacente. Nos dias com a atuação de LI, esses núcleos são mais intensos, significando maior magnitude de vorticidade, e a circulação sobre a costa norte e NEB se dirige no sentido nordeste, ou seja, uma componente do vento de norte surge, fazendo com que o vento adentre o continente mais perpendicular à costa. Portanto, uma maior vorticidade positiva em 350 hPa é um fator favorável à iniciação de LI.

Os autores mostraram ainda que os perfis verticais da componente zonal (u) do vento dos dias com e sem a formação de LI não apresentaram diferenças significativas em ambas as categorias. Entretanto, o perfil dos dias sem LI aparenta ser mais profundo do que no perfil dos dias com LI. Por outro lado, notou-se que os perfis verticais da componente meridional (v) do vento dos dias com e sem LI apresentaram diferenças significativas nos níveis mais elevados, onde v é de norte nos dias com LI e de sul nos dias sem LI. Os perfis de v apresentam diferença significativa especialmente ao nível de 350 hPa, indicando que o escoamento em altos níveis possui influência importante na formação da LI. Os autores ainda avaliaram a capacidade do modelo regional MM5 (*Mesoscale Modeling System*) de simular a formação de uma LI adequadamente e concluíram que o modelo reproduz satisfatoriamente a LI tanto para períodos curtos (36 horas) quanto para períodos longos (mensais).

Oliveira et al. (2016) investigaram características do ambiente de formação das LI amazônicas utilizando dados de reanálise do ECMWF (*European Centre Medium-Range Weather Forecast*) para o ano de 2006. Os resultados mostraram que os perfis de u nos dias com a formação de LI, apresentaram um JBN mais profundo e pouco mais intenso em níveis mais baixos do que nos dias sem LI. Contudo, os autores concluíram que o JBN é uma característica pertencente ao ambiente amazônico, como sugerido por Alcântara et al. (2011) e que a diferença mais visível dos perfis é observada apenas acima do nível deste máximo na velocidade do vento. Além disso, a partir da análise da componente meridional mostrou-se que os perfis apresentam um máximo negativo em torno de 900 hPa e um máximo positivo próximo à 800 hPa, os autores notaram uma tendência deste máximo ser mais intenso nos perfis dos dias com LI. As maiores diferenças entre os perfis verticais são encontradas acima de 350 hPa onde,

nos perfis dos dias sem LI, verificou-se uma mudança na direção do vento, com ventos de norte (valores negativos) próximo à superfície e ventos de sul (valores positivos) em níveis mais altos. Logo, o comportamento dos perfis indica que há uma interação dos JBN na formação e desenvolvimento desses sistemas, e que esta mudança na direção do vento na componente meridional também pode contribuir para a dinâmica das LI.

Com o objetivo de determinar as causas físicas da iniciação, desenvolvimento e deslocamento de uma LI observada na região amazônica entre os dias 06 e 07 de maio de 2015, Lopes (2017), por meio de análises diagnósticas e simulações numéricas da atmosfera, mostrou que o posicionamento de um anticiclone em altos níveis favoreceu o desenvolvimento da convecção e que a localização da ZCIT sobre a linha da costa, bem como sua atividade convectiva bem definida favoreceram a propagação da LI continente adentro e sua respectiva intensificação. Por meio das simulações do WRF (*Weather Research and Forecast*) no domínio com 3 km de espaçamento de grade, verificou-se um pico de aquecimento do continente em relação ao oceano no horário das 1800 UTC do dia 06. Foi sugerido que esse gradiente de temperatura gerado entre as diferentes superfícies promoveu a intensificação do gradiente de pressão em baixos níveis da troposfera e, conseqüentemente, da circulação de brisa marítima, que atuou como mecanismo de disparo da LI.

Oliveira e Oyama (2019) utilizando dados de reanálises do ERA-Interim nos horários das 00, 06 12 e 18 UTC e dados de radiossondagens de ar superior lançadas diariamente às 12 UTC no Centro de Lançamento de Alcântara – MA, investigaram as condições atmosféricas associadas ao desenvolvimento de LI na costa norte do Brasil durante o mês de março. Foi utilizado uma série de dados de 10 anos (2004-2013). Os sistemas convectivos foram separados em duas categorias, as LI mais intensas (CLI+) e a convecção costeira mais fraca (CC-). Além disso, foi investigado a capacidade do modelo WRF em simular os sistemas. Os autores analisaram as características dos perfis médios verticais do vento zonal (u) e meridional (v), depressão do ponto de orvalho, divergência do fluxo de umidade, divergência e ômega, e as características espaciais entre as categorias. Os resultados mostraram que o maior teor de umidade em 700 hPa favoreceu a transição da convecção rasa para a profunda. Logo, são fatores favoráveis à iniciação das LI: maior conteúdo de umidade em baixos níveis associado à forte convergência de umidade em 925 hPa, movimento vertical ascendente em 500 hPa e divergência em 200 hPa sobre a faixa que cobre a costa do nordeste brasileiro e áreas oceânicas adjacentes e ao sul dessa faixa apresentando menor convergência em baixos níveis.

Ao analisarem a conexão entre as LI e brisas através de simulações, Oliveira e Oyama (2019) identificaram um comportamento oposto ao esperado. Ao aumentar (diminuir) a TSM

em 2°C para induzir enfraquecimento (intensificação) da brisa, observou-se que maiores (menores) magnitudes de TSM induziram redução (aumento) da componente do vento meridional. Apesar dos resultados mostrarem a iniciação de mais núcleos convectivos quando há redução da circulação de brisa, o aumento da TSM induz maiores taxas de evaporação sobre a região oceânica, aumentando assim o conteúdo de umidade que é transportado para os níveis mais altos (por convecção rasa) e advectado à região costeira continental. Sendo assim, os autores concluem que os perfis do vento zonal e meridional estão inseridos no contexto de convergência e ascensão, não sendo fatores associados diretamente ao desenvolvimento das LI. Logo, a componente meridional em altos níveis, pode estar associada à divergência nos níveis superiores. Notou-se que os perfis verticais da componente meridional (v) do vento dos dias com e sem LI apresentaram diferenças significativas nos níveis mais elevados, onde v é de norte nos dias com LI e de sul nos dias sem LI. Os perfis de v apresentam diferença significativa especialmente ao nível de 350 hPa, indicando que o escoamento em altos níveis possui influência importante na formação da LI.

Com o objetivo de compreender as variações observadas em grande escala associadas à propagação e ao ciclo de vida do Sistemas Convectivos de Mesoescala na bacia amazônica durante o GoAmazon2014/5, Anselmo et al. (2020) indicaram a existência de um JBNA que atravessa grande parte da bacia amazônica no trimestre MAM, estando presente, também, nos trimestres DJF e SON. Este JBNA atua como fonte de umidade e é responsável pela regeneração e maior propagação dos clusters de nuvens convectivas no período noturno, enquanto a brisa marítima litorânea é responsável pela propagação e evolução dos clusters de nuvem no período da manhã e tarde. Os autores sugerem, ainda, que o JBNA é mais intenso na Amazônia central em dias fracamente convectivos, indicando uma intensificação do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) quando a região amazônica está menos ativa convectivamente.

3.4 ANÁLISE MULTIVARIADA EM ESTUDOS CLIMATOLÓGICOS

Pesquisadores em todo mundo têm empregado a técnica da Análise Multivariada a séries de dados meteorológicos com diferentes finalidades. A Análise em Componentes Principais (ACP) é geralmente aplicada para identificar e classificar padrões espaciais e temporais que servem de base para caracterizar as variabilidades sazonais e anuais das variáveis meteorológicas, e associá-la aos mecanismos atmosféricos responsáveis (GONG e RICHMAN, 1995; AMANAJÁS et al., 2011; SOUZA, 2015).

Corrêa et al. (2007) utilizaram a técnica de ACP com o intuito de entender as relações dos JBN e dos fluxos no perfil vertical do vento na geração de convecção em escala sinótica e associá-las a precipitação em Porto Alegre-RS. O emprego desta técnica facilita o entendimento da complexidade das interações das diferentes escalas meteorológicas envolvidas nos processos sinóticos de macro e mesoescala, mostrando uma melhor representação das características dinâmicas dos processos baroclínicos na convecção. Os resultados mostraram que cada CP analisada apresentou diferentes características, associadas possivelmente aos processos físicos baroclínicos que atuam no desenvolvimento dos sistemas meteorológicos. Os autores reforçaram ainda, a existência dos fluxos e do JBN como importantes no transporte de vapor de água e massa na baixa atmosfera e que, quando os fluxos estão associados pela existência no perfil vertical do vento do JBN, ocorre a máxima otimização deste transporte. Além disso, a atuação dos fluxos/JBN em níveis mais baixos foi associado com totais de precipitação maiores, podendo então existir no desenvolvimento de um sistema meteorológico, uma combinação de perfis com diferentes componentes.

Gisler (2009) utilizou a técnica de ACP diretamente nos dados de vento coletados no Centro de Lançamento de Alcântara durante o período de 1995 a 1999, para analisar estruturas existentes nos perfis verticais do vento e identificar a influência de sistemas atmosféricos destes perfis. O autor observou que mais de 93% das variâncias totais (tanto com relação à direção, quanto com relação à velocidade do vento) dos 112 perfis verticais do vento estão relacionadas aos sistemas meteorológicos atuantes, como por exemplo, a ZCIT, Brisa Marítima, Linhas de Instabilidade. Verificou ainda, que as maiores variâncias no perfil estão associadas à direção do vento. O vento é predominante de NE para os meses de setembro a abril, enquanto que de maio a julho a predominância é de ENE. Este comportamento está de acordo com a posição da ZCIT e da confluência dos ventos alísios que, nesta época do ano de inverno austral, possuem direções E e SE.

Amanajás (2011) empregou o método da ACP e Agrupamentos Hierárquicos com o objetivo de analisar os principais padrões climatológicos da precipitação na Amazônia Oriental e relacioná-los com os principais mecanismos climáticos dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. Os resultados obtidos mostraram a existência de três padrões pluviométricos bem definidos que explicaram aproximadamente 92% da variância total dos dados. O padrão dominante definiu áreas de chuva que são influenciadas pela atuação da Zona de Convergência Intertropical. O segundo padrão espacial está associado a eventos de mesoescala, tal como as LI que atuam na região nos meses de maio a agosto, favorecendo a precipitação. Já o terceiro

padrão espacial evidencia a influência da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul, sistema atuante no final da primavera e início do verão, bem como sistemas de escala local.

Santos et al. (2012) utilizando a técnica de Análise em Componentes Principais (ACP) fizeram um estudo sobre o efeito da brisa marítima na cidade de Belém-PA através de dados de precipitação, intensidade e direção do vento horizontal, para os meses representativos dos períodos chuvoso (fevereiro, março e abril) e menos chuvoso (setembro, outubro e novembro) nos anos de 2005 e 2006. Aplicou-se a técnica de ACP com o objetivo de explicar a estrutura de dependência entre a evolução sazonal da chuva com a direção e intensidade do vento. A ACP permitiu evidenciar a relação de dependência da precipitação com o vento horizontal, concluindo que o máximo de precipitação observado está relacionado ao giro horizontal do vento, o qual está ligado a brisa marítima e lacustre.

Moura et al. (2013) aplicaram a ACP para fazer a classificação sinótica de sequência de campos de pressão ao nível médio do mar (PNMM) e de altura geopotencial a 500 hPa, associado à ocorrência de precipitação intensa na cidade do Rio de Janeiro – RJ. Os autores encontraram três padrões sinóticos que causaram eventos extremos de chuva na cidade do Rio de Janeiro durante o período de 1997-2010. Jones et al. (2014) utilizaram a ACP para descrever especificamente as regiões com características espaciais e temporais de chuvas extremas no Reino Unido.

Filho e Aragão (2014) utilizaram métodos de análise multivariada aplicados a médias trimestrais das componentes do vento à superfície registrado por cinco plataformas automáticas de coleta de dados operadas pelo Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos com o objetivo de determinar padrões de variabilidade temporal do vento à superfície em mesorregiões do estado da Bahia. Os autores mostraram que as duas CP, explicaram 99,4% e 99,6% da variância total das médias trimestrais do vento, respectivamente. Verificaram ainda que em algumas localidades os sistemas atmosféricos interagem com fatores locais, como o relevo. Os resultados indicaram que sistemas como o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e os sistemas frontais influenciaram na variabilidade do vento no decorrer do período, e que outros sistemas atmosféricos, como a ZCAS, VCAS/VCAN e DOL afetaram em épocas específicas.

Escobar (2014) utilizando a Análise de Componentes Principais, identificou os principais padrões sinóticos sobre a América do Sul, em superfície e em 500 hPa, que estiveram relacionados com a ocorrência de precipitações anômalas no estado de Minas Gerais, durante o mês de dezembro de 2011. Foi mostrado a existência de seis padrões principais em superfície e quatro em 500 hPa, que representam aproximadamente 73% e 94% da variância total,

respectivamente. Em superfície foi observado um padrão associado com uma frente fria no sul da Região Sudeste e outros dois relacionados com uma configuração de bloqueio de tipo “dipolo” no oceano Atlântico. No nível de 500 hPa, os padrões encontrados refletiram nos campos obtidos em superfície.

Prado et al. (2016) investigaram o comportamento climático na cidade de Uberlândia-MG por meio da utilização da técnica multivariada de ACP, no período de 2008 a 2012. Os autores identificaram que os meses de dezembro a março obtiveram maiores associações com o componente retido, que explicou 70,59% da variabilidade dos dados. Esse período é composto por maiores índices de chuva e umidade no ar e menores variações de temperatura. Nos meses entre julho e setembro foi observado maiores associações negativas com o componente, sendo meses secos, com baixo índice de chuva e grande variação na temperatura.

Souza (2016) aplicou técnicas estatísticas de análise multivariada nas séries temporais do Índice de Precipitação Normalizado (IPN) mensal e trimestral no período 1977-2012, sobre o estado de Minas Gerais. Foram analisados os dois primeiros fatores para IPN-1, que explicaram 54,46% da variância dos dados. As correlações espaciais e os escores temporais do primeiro fator do IPN-1 mostraram um padrão bem definido nas porções centro-norte do estado. O segundo fator do IPN-1 evidenciou as chuvas mensais da parte sul/sudoeste de Minas, região mais favorável à precipitação. Em relação ao IPN-3, os dois primeiros fatores explicaram 53,54% da variabilidade dos dados. O primeiro fator indicou que a intensidade e o período das chuvas na porção norte/nordeste de Minas Gerais têm menor duração. O segundo fator comum mostrou-se relacionado aos eventos de El Niño.

Visando investigar os principais modos da precipitação pluvial anual influenciada pelos oceanos adjacentes à Amazônia Legal e entender quais as principais interferências desses padrões na produtividade de soja desta região, Moura et al. (2018) aplicaram a Análise de Componentes Principais à dados de precipitação do período de 1979 a 2010. Os resultados mostraram que a variabilidade interanual da precipitação, associada à fase negativa do ENOS e da Oscilação Decadal do Pacífico, exerce influência na produtividade de soja na Amazônia Legal, devido ao aumento das chuvas. Foi observado, ainda, que o Atlântico exerce maior influência, principalmente, na parte norte e nordeste da região.

Nogarotto et al. (2020) verificaram por meio da Análise de Componentes Principais, a influência de algumas variáveis meteorológicas na variação de concentração do Material Particulado inalável (MP10) sobre algumas cidades do Estado de São Paulo, durante os anos de 2010 a 2014. Foi obtido 3 Componentes Principais, que explicaram mais de 90% da variabilidade dos dados. Os resultados mostraram que a umidade relativa do ar tem maior

influência no comportamento da concentração do MP10. A velocidade do vento foi a segunda variável de maior influência na concentração do MP10. Além disso, tanto a umidade relativa, quanto a velocidade do vento, apresentaram relação inversamente proporcional à concentração do MP10.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 ÁREA DE ESTUDO

O estudo compreende a área delimitada pelo estado do Pará com foco para as LI ocorridas próximo ao município de Belém-PA (1,38°S; 48,48°W) (Figura 3). Entretanto, para a análise da grande escala será utilizada toda a extensão da América do Sul, incluindo a região tropical e a porção ocidental do Oceano Atlântico Sul (Latitudes entre 50° S e 15° N e Longitudes entre 20° e 90° O).

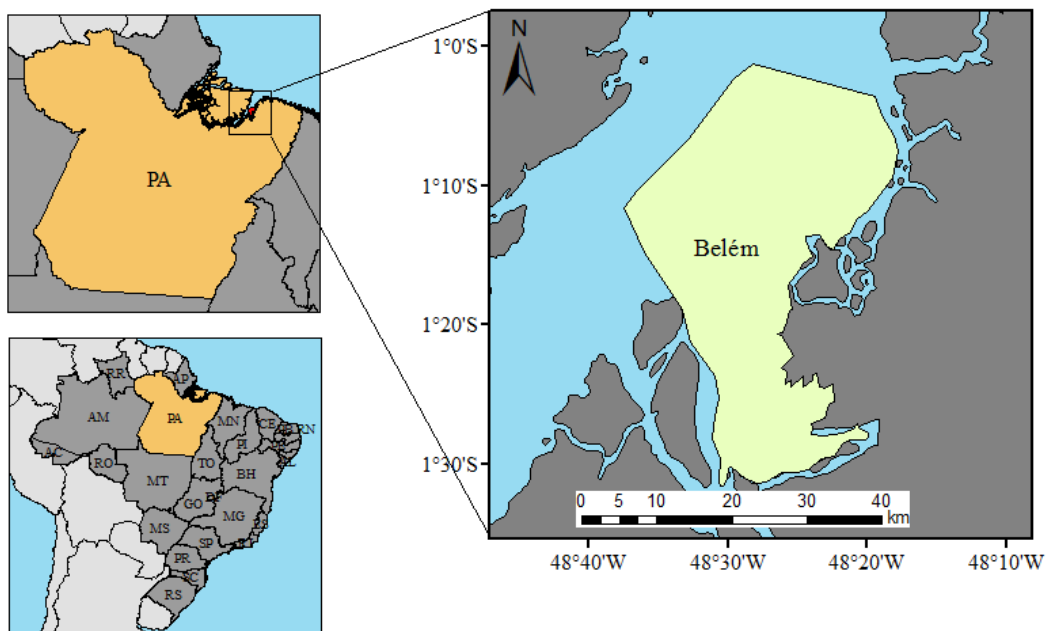


Figura 3: Localização do município de Belém-PA.

4.2 DADOS

4.2.1 Imagens de satélite

A obtenção do número de casos de LI no período de janeiro de 2000 a dezembro de 2008 foi feita a partir da climatologia realizada por Alcântara et al. (2011) que seguiram a metodologia de identificação das LI proposta por Cohen (1989).

Na identificação da ocorrência de LI durante o período de 2009 a 2016 foram utilizadas imagens dos satélites GOES-12, METEOSAT-9 e METEOSAT-10 nos canais infravermelho, canal-9 e imagens realçadas, conforme disponibilidade para cada período analisado, seguindo

a mesma metodologia proposta por Cohen (1989). As imagens são disponibilizadas na página virtual do CPTEC/INPE (Centro de Previsão Climática e Estudos do Tempo/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) disponível em <http://satellite.cptec.inpe.br> e apresentam resolução temporal de 15 a 30 minutos.

4.2.2 Reanálises ERA-Interim

Para a elaboração dos perfis verticais e aplicação da ACP utilizou-se dados de Reanálises do ECMWF (*European Centre Medium-Range Weather Forecast*) no horário das 1200 UTC para o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016 das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento em 15 níveis (de 1000 hPa a 500 hPa), correspondendo a área de grade que contém a cidade de Belém-PA (1,5° S e 48,75° O). Para elaboração dos campos espaciais foram utilizados dados de umidade específica (q) e componente zonal e meridional do vento para visualização do escoamento do vento nos níveis de 925, 700 e 500 hPa, na área compreendida entre as latitudes de 50° S e 15° N e longitudes de 20° e 90° O.

Os dados encontram-se disponíveis em <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/> e são reanálises do ERA-INTERIM de cobertura global com resolução espacial de 0,75° de latitude \times 0,75° de longitude e frequência de 6 horas, disponíveis em 37 níveis.

As reanálises são um conjunto de dados representativos da atmosfera, confiáveis e que possibilitam a análise completa de um período sem lacunas. Alcântara et al. (2011) fizeram um estudo comparativo entre os dados de reanálises da componente zonal da velocidade do vento do ponto de grade mais próximo de Belém e os dados de sondagens originais, no período de 01 a 22 de junho de 2011. Eles observaram que as maiores diferenças da velocidade do vento são vistas em níveis acima de 500 hPa na maioria dos dias, e que acima deste nível as reanálises superestimaram os valores desta variável.

Muitos autores afirmam que o desenvolvimento de tempestades é influenciado diretamente por processos que ocorrem abaixo do nível de 500 hPa, na região onde se verificaram as menores diferenças entre os dados observados. Portanto, apesar dos dados de reanálises apresentarem algumas limitações, Alcântara et al. (2011) em seus estudos indicaram que este conjunto de dados são os melhores, devido as discontinuidades encontradas nas sondagens obtidas por radiossondas.

4.3 METODOLOGIA

4.3.1 Critério de identificação das LI

Inicialmente, fez-se a contagem do número de casos de LI ocorridas na área de estudo durante o período de janeiro de 2009 e dezembro de 2016, seguindo a metodologia proposta por Cohen (1989), que consiste em uma análise subjetiva de imagens de satélite. As LI são identificadas como sendo uma banda de nuvens convectivas formadas entre as 1000 UTC e 1800 UTC, orientadas paralelamente a costa norte do Brasil e organizadas em forma de linha, podendo ser contínua com intervalos entre si.

Visando demonstrar a metodologia utilizada, gerou-se um fluxograma (Figura 4) para definir cada etapa de identificação das LI, bem como qual a decisão a se tomar quanto a tipologia das LI, segundo a classificação de Cohen (1989).

Para uma melhor visualização deste método subjetivo, a Figura 5 exemplifica a identificação de uma LI através de uma sequência de imagens do satélite GOES-10 no canal infravermelho dos dias 22 e 23 de agosto de 2008. A LI se inicia no horário das 1530 UTC (1230 HL) onde é observado a presença de pequenos conglomerados de nuvens convectivas próximo à cidade de Belém-PA e no litoral do Maranhão, se intensificando no decorrer do dia e adquirindo forma bem definida às 1830 UTC (1530 HL), sendo caracterizada como uma faixa de nebulosidade se estendendo desde o litoral de Roraima até o Maranhão. No período entre 2000 UTC e 2230 UTC, a LI aparenta atingir sua máxima extensão e organização, enfraquecendo nos períodos posteriores, entretanto, a nebulosidade associada a mesma se estende por toda porção norte do estado, alcançando o município de Altamira-PA (3,19° S, 52,21° O), que se distancia 457 Km (em linha reta) do município de Belém-PA, sendo assim, neste dia, tem-se a formação de uma LIP2.

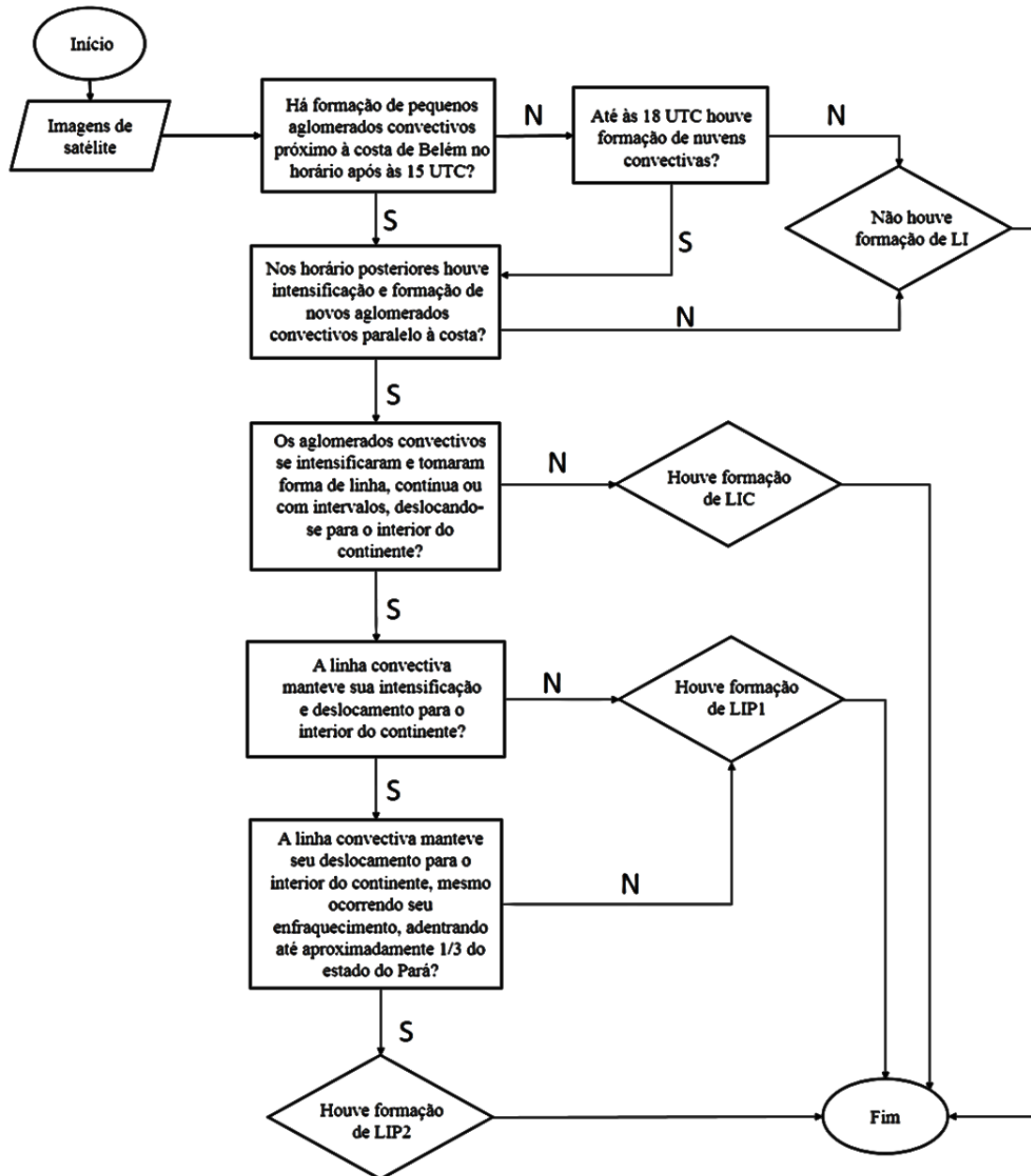


Figura 4: Fluxograma dos processos para identificação das LI.

Fonte: Próprio autor

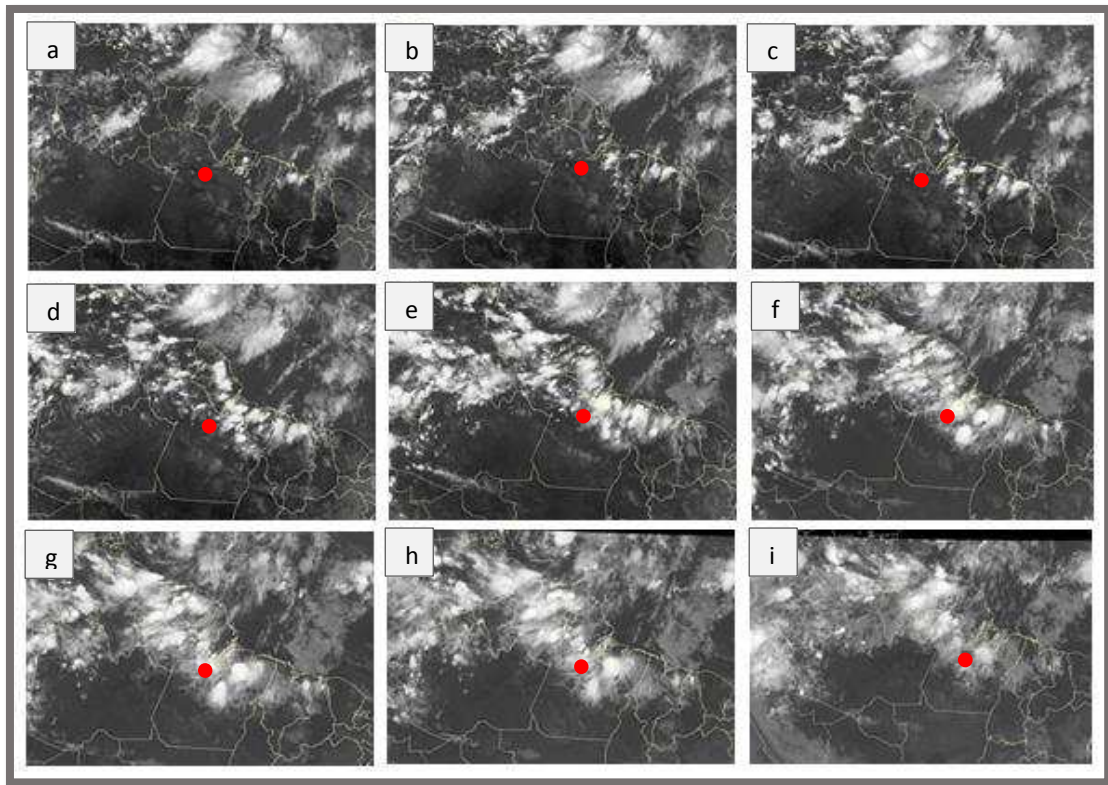


Figura 5: Imagens do satélite GOES-10 no canal infravermelho no horário das (a) 1530, (b) 1630, (c) 1700, (d) 1815, (e) 2000, (f) 2230, (g) 2315 UTC do dia 22 de agosto de 2008 e das (h) 0100 e (i) 0300 UTC do dia 23 de agosto de 2008. O ponto vermelho indica a localização do município de Altamira-PA.

Fonte: CPTEC/INPE

4.3.2 Características atmosféricas associadas à formação de LI

Para possibilitar a análise da dinâmica do vento no ambiente antecedente a formação das LI, foi utilizado o horário das 1200 UTC. Desta forma, vale ressaltar que o horário das 1200 UTC (0900 HL) antecede a formação da circulação de brisa marítima, sendo assim, o horário principal em se tratando da formação de LI amazônica, pois a atmosfera ainda não sofreu os efeitos desta circulação.

A partir da informação da frequência diária de LI, adquiridos através da metodologia anterior, diferenciou-se dois grupos com o critério de ter ocorrido (CLI) ou não (SLI) a formação de LI, independente do quanto se propagaram. Para cada grupo, foram elaborados perfis verticais médios do vento, entre os níveis de 1000 e 500 hPa, para a média dos quatro trimestres; dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e junho-julho-agosto (JJA) que correspondem à estação de transição, março-abril-maio (MAM), estação chuvosa e setembro-outubro-novembro (SON), correspondendo à estação seca; tanto da componente zonal (u), quanto da componente meridional do vento (v), com o objetivo de filtrar características do perfil vertical do vento associado a determinados sistemas que atuam em épocas específicas do ano.

Posteriormente, a média das variáveis dos dias CLI foi comparada à média dos dias SLI, por meio da diferença entre os dois grupos analisados. Assim, foi aplicado o teste t de Student para verificar a hipótese nula de que não há diferença estatística entre as médias dos grupos, ou seja, $H_0: \overline{CLI} = \overline{SLI}$, enquanto a suposição alternativa apresenta diferença estatística, $H_1: \overline{CLI} \neq \overline{SLI}$. Foi utilizado o nível de significância de 5% ($\alpha=0,05$). Portanto, quando o valor do p-valor é menor do que 0,05, rejeita-se H_0 , logo, as médias entre os grupos são estatisticamente diferentes. Esta etapa da metodologia foi feita utilizando o software *IBM SPSS Statistics 20*.

Para analisar o comportamento das características de grande escala associadas à formação de LI, foram elaboradas figuras da diferença dos campos espaciais da umidade específica e do escoamento médio do vento entre os grupos (CLI – SLI) para os quatro trimestres, nos níveis de 975, 700 e 500 hPa. Esta metodologia tem como objetivo identificar as principais diferenças entre os grupos em relação ao comportamento do escoamento do vento e do conteúdo de umidade disponível em diferentes níveis da atmosfera, possibilitando o entendimento de padrões sazonais relacionados a sistemas meteorológicos que possam atuar auxiliando ou inibindo a formação das LI amazônicas. A significância estatística das diferenças entre os grupos independentes CLI e SLI dos campos espaciais, também foi avaliada pelo teste t de Student ao nível de significância de 5% (SPIEGEL, 1979).

No caso da média amostral, o Teorema do Limite Central estabelece que, independentemente da distribuição populacional da característica de interesse, para amostras suficientemente grandes ($n > 30$) a distribuição de probabilidade da média amostral converge para uma distribuição normal com média μ e variância σ^2/n , à medida que aumenta o tamanho da amostra (BUSSAB e MORETTIN, 1987). Portanto, a tabela a seguir mostra o tamanho das amostras dos dois grupos para cada trimestre analisado.

Tabela 1: Número de dias associados a cada grupo, por trimestre.

Trimestre	CLI	SLI
DJF	588	944
MAM	906	648
JJA	724	837
SON	380	1162
Total	2598	3591

As suposições de normalidade e homogeneidade de variâncias foram testadas e então foi aplicada a estatística t, apresentada por:

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{S_p^2 \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}}$$

Em que o numerador representa a diferença das médias entre os grupos, sendo o subíndice 1 associado aos dias CLI e o subíndice 2 aos dias SLI, n_1 e n_2 representam o número total de dias CLI e SLI, respectivamente, em cada trimestre, e S_p^2 é a variância ponderada, expressa por:

$$S_p^2 = \frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

Em que S_1^2 e S_2^2 representam as variâncias associada aos dias CLI e SLI, respectivamente, expressas por:

$$S_m^2 = \frac{1}{n_m} \sum_{i=1}^{n_m} (X_i - \bar{X}_m)^2$$

Em que $m=1,2$.

O valor da estatística t calculada é comparada com o valor de $t_{\text{crítico}}$ obtido na tabela de distribuição t de Student bilateral, considerando $n_1 + n_2 - 2$ graus de liberdade. Caso o valor de t calculado seja maior ou menor do que o $t_{\text{crítico}}$ (11,961), rejeita-se a hipótese nula (H_0), ou seja, a probabilidade de que as médias sejam iguais é menor que o nível de significância adotado de 5% ($\alpha=0,05$) para o teste de hipótese bilateral.

4.3.3 Análise de Componentes Principais (ACP) ou *Principal Component Analysis* (PCA)

A Análise de Componentes Principais (ACP) é uma técnica que possui várias aplicações em diversas áreas científicas e tem se popularizado devido aos avanços computacionais e o desenvolvimento de programações que possibilitem cálculos matriciais (HONGYU et al., 2015; NEISSE e HONGYU, 2016). A ACP engloba técnicas multivariadas que visa condensar informações contidas nas variáveis originais, inicialmente correlacionadas entre si, em um conjunto substancialmente menor de variáveis estatísticas não correlacionadas, que contém a maior parte da informação do conjunto original, denominadas de componentes principais (CPs). A variação contida nos CPs é igual à variação das variáveis originais, sendo expressa em

porcentagem através da proporção da variação total que pertence a cada componente (HONGYU et al., 2016). Em síntese, a técnica consiste em reduzir o número de variáveis de uma base de dados, identificando o padrão de correlações ou de covariância entre elas e gerando um número menor de novas variáveis, apresentadas através dos CPs (CORRAR et al., 2007). Os CPs são combinações lineares entre os autovetores e as variáveis originais normalizadas, que explicam a variação dos dados de forma independente e em ordem decrescente de importância (REGAZZI, 2000; HAIR et al., 2005; HONGYU, 2015).

Visando investigar a existência de padrões atmosféricos associados às configurações de grande escala e/ou aos sistemas meteorológicos atuantes na região, foi aplicada a técnica da análise em multivariada dos CP, para entender e avaliar as contribuições de cada padrão temporal no desenvolvimento das LI amazônicas. Então, aplicou-se a ACP para cada trimestre dos dois grupos CLI e SLI, objetivando avaliar a diferença existente na componente zonal do vento, nos ambientes de formação e desenvolvimento das LI.

A partir da matriz $[X]$ de dados de dimensão $(n \times p)$, na qual n representa os dados diários no horário das 1200 UTC no período e p representa os 15 níveis verticais (500, 550, 600, 650, 700, 750, 775, 800, 825, 850, 875, 900, 925, 950, 1000 hPa). A matriz formada inicialmente contém 15 colunas, correspondente aos níveis isobáricos e 588, 906, 724 e 380 linhas que correspondem ao valor da variável no horário UTC do grupo CLI e 944, 648, 837 e 1162 do grupo SLI, para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON, respectivamente. Em 27 dias da série de dados (2000 a 2016) não foi possível a identificação da ocorrência de LI devido à falta de imagens de satélites nos horários padrões estabelecidos, sendo os mesmos descartados.

Para a determinação do número de CPs, utilizou-se o critério matemático de Kaiser, que considera como mais significativos os autovalores cujos valores sejam superiores a uma unidade (GARAYALDE et al., 1986). O autovalor corresponde o quanto aquele CP consegue explicar da variância total dos dados.

Seja uma matriz $X(n,p)$ de n dias e p níveis, obtêm-se a matriz de correlação R como se segue:

$$R = \frac{1}{n-1} [X]^t [X] \quad (1)$$

em que X^t é a matriz transposta de X .

Sendo R uma matriz simétrica, ela é diagonalizável por uma matriz A de mudança de base denominada de autovetores e por λ (WILKS, 2006). O autovalor associado é dado por:

$$[R - \lambda I]A = 0 \quad (2)$$

$$[R - \lambda I = 0] \quad (3)$$

em que I é a matriz identidade.

Desta forma, para que A tenha soluções não triviais o $\det[R - \lambda I]=0$.

O determinante produz uma matriz diagonal de elementos iguais aos autovalores λ_m correspondentes aos autovetores de a_m de cada coluna k de A. Sendo R uma matriz simétrica, o somatório dos elementos da sua diagonal principal é igual à soma dos autovalores:

$$\sum_{i=1}^m r_{ii} = \sum_{i=1}^m \lambda_i \quad (4)$$

O cálculo dos autovetores e dado por:

$$D = A^{-1}RA \quad (5)$$

Em que D é a matriz diagonal, e seus elementos são os autovalores de a_i . Por ortogonalidade dos autovetores, a inversa de A $[A^{-1}]$ é igual a sua transposta $[A^t]$. Assim, os CPs U_1, U_2, \dots, U_p são obtidos por combinações lineares entre a transposta dos autovetores e a matriz de observação, por:

$$U = A^t X \quad (6)$$

$$X = AU \quad (7)$$

Cada linha de U corresponde a um fator comum, formando as séries temporais associadas aos autovalores. Os valores de X do n-ésimo local podem ser calculados por:

$$X_i = a_{j1}U_1 + a_{j2}U_2 + \dots + a_{jk}U_k + a_{np}U_p \quad (8)$$

A solução única desta equação considera a variação total presente no conjunto das variáveis iniciais. Procura-se uma combinação linear entre as variáveis de modo que o primeiro CP (U_1) tenha variância máxima explicada por essa combinação. Em seguida, a variância explicada no passo anterior é retirada, e busca-se, novamente, uma nova combinação linear

entre as variáveis que explique a máxima variância restante para o segundo CP (U2) que não deverá ser correlacionada com U1. Calcula-se U3 que é obtido maximizando-se a variância, desde que não seja correlacionada com U1 e U2, e assim por diante. Desse modo, a variância de U1, U2,..., U_m decresce e, frequentemente, grande parte da variância dos dados é explicada por um número reduzido de CPs. Esse procedimento resulta em CPs ortogonais, ou seja, não correlacionados entre si. A partir de agora os CPs serão denominados de fatores comuns.

Cada fator comum tem uma porção da variância total dos dados diários das 1200 UTC de cada nível isobárico da variável u, e são ordenadas por ordem decrescente dos autovalores mais significativos de a₁ em A, por:

$$U_k = \sum_{j=1}^m a_{j,k} X_j \quad (9)$$

Tomando F como funções lineares das variáveis observadas normalizadas [X], temos:

$$F = X \cdot B \quad (10)$$

Em que F é a matriz dos escores fatoriais, constituída de n valores para cada um dos fatores, e B é a matriz (p x p) dos coeficientes dos escores fatoriais dos fatores.

$$B = A \cdot D^{-1/2} \quad (11)$$

Para o cálculo das cargas fatoriais, multiplica-se a matriz dos autovetores [A] pela raiz quadrada da matriz dos autovalores [D], dada por:

$$W = A \cdot D^{1/2} \quad (12)$$

Relacionando F e os fatores tem-se:

$$Y = A \cdot X = B \cdot D^{1/2} = F \cdot D^{1/2} \quad (13)$$

Em que F representa as cargas fatoriais para cada fator comum.

Como a interpretação física é o principal objetivo da análise, fez-se a rotação da solução inicial para uma nova coordenada de vetores, através de uma transformação linear (RICHMAN, 1986). Para isto, utilizou-se o método de rotação ortogonal Varimax, que mantém a correlação

entre as componentes igual a zero e maximiza a variância em cada componente. Segundo Corrar et al. (2007), esse método de rotação tem como característica minimizar a ocorrência de uma variável possuir altas cargas fatoriais para diferentes fatores, o que permite que esta seja identificada com um único fator.

4.3.4 Características atmosféricas associados aos componentes principais

Para auxiliar o entendimento físico de cada fator comum retido na aplicação da ACP, foi realizado médias dos dias que obtiveram as maiores contribuições (escores) positivas ($> 1,9$) e dos dias com as maiores contribuições negativas ($< -1,9$). Posteriormente, foram elaborados perfis verticais da componente zonal e meridional do vento e campos espaciais da umidade específica e do escoamento do vento no nível que melhor explica cada um dos fatores considerados, buscando identificar características atmosféricas associadas a cada fator comum. Esta análise permite determinar a representatividade das componentes principais como situações sinóticas reais (HARMAN, 1976; CATTEL, 1978).

Portanto, este procedimento nos permite identificar padrões atmosféricos que não são identificados diretamente nos dados, possibilitando, através da análise dos períodos preferenciais das contribuições dos fatores e de suas características atmosféricas, a interpretação dos processos que auxiliam ou inibem o desenvolvimento de LI.

5 RESULTADOS

Nesta seção, são apresentados os principais resultados associados à frequência das Linhas de Instabilidade amazônicas no período estudado. Em seguida, são discutidos os principais padrões temporais, extraídos a partir da Análise em Componentes Principais (ACP), assim como, as principais diferenças entre o ambiente atmosférico associado aos dias com e sem Linhas de Instabilidade.

5.1 CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS AO AMBIENTE DE FORMAÇÃO DAS LI

5.1.1 Frequências das LI amazônicas

A Figura 6 ilustra a série temporal da distribuição mensal do número total de casos de LI. Durante o período analisado foram observados um total de 2587 casos de LI, sendo 1247 LIC, 847 LIP1 e 493 LIP2. A média é de aproximadamente 12 casos mensais e nota-se uma grande variabilidade de casos em relação à média, contudo, os dados não evidenciam tendência linear de aumento ou decréscimo do número de ocorrências de LI durante o período. Os meses que registraram o maior número de ocorrências de LI, superior a 25 casos mensais, foram abril dos anos 2005, 2013, 2015 e 2016 e maio de 2000, 2005, 2006 e 2013. Além disso, em alguns anos houveram meses isolados que apresentaram alta frequência de LI, a exemplo de julho de 2004 e 2006 (25 e 28 casos, respectivamente), março de 2005 (25 casos), agosto de 2005 (27 casos), junho de 2006 (26 casos) e janeiro de 2006 (25 casos). As menores ocorrências foram registradas com maior regularidade no mês de novembro, sendo os anos de 2000, 2009, 2011 e 2012 registrando frequências inferiores a 2 casos de LI. Estes resultados estão de acordo com o que já foi identificado por outros autores a respeito dos períodos preferenciais de ocorrência das LI, sendo os meses de abril a julho os que registram as maiores frequências (COHEN, 1989; ALCÂNTARA et al., 2011).

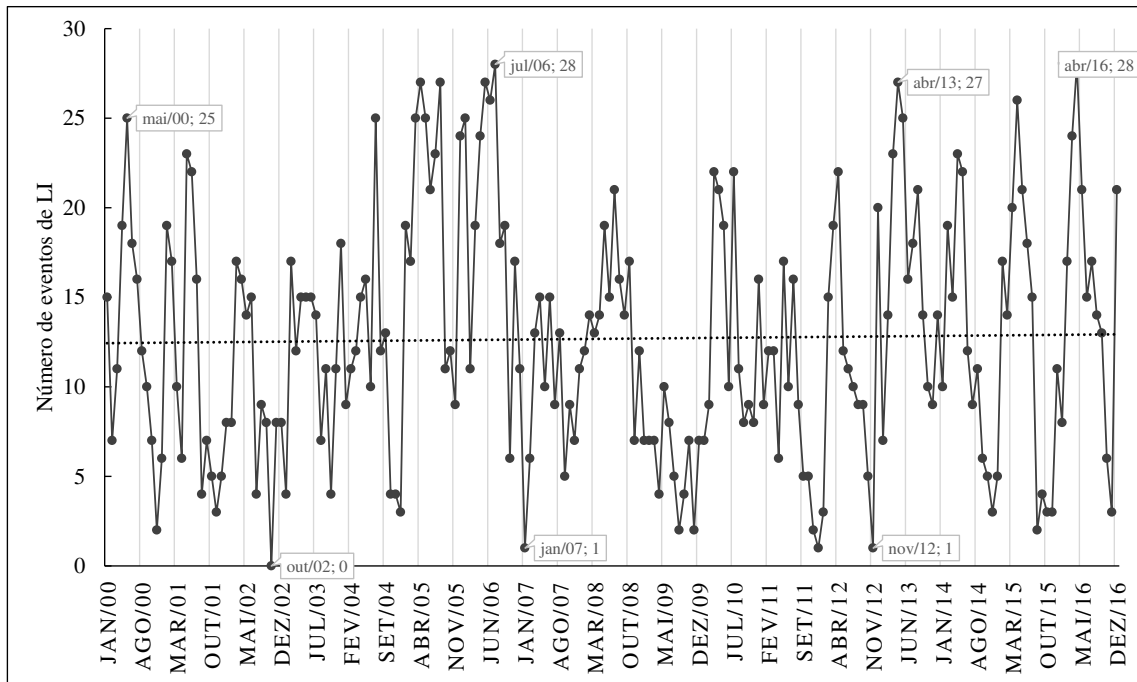


Figura 6: Série temporal da distribuição mensal do número total de casos de LI. A linha pontilhada representa a tendência linear.

Na Figura 7, observa-se a distribuição anual do número total de casos de LI. A média de número de ocorrências é de aproximadamente 152 casos de LI por ano. Verifica-se que os anos de 2005 e 2006 registraram o maior número de eventos de LI, com um total de 240 e 231 casos, respectivamente, número bem acima da média. Nestes anos, grande parte das LI registradas pertencem ao grupo de LIC. Os anos de 2008, 2010, 2013 e 2016 também registraram número de eventos de LI acima da média anual do período, com 174, 162, 198 e 187 casos, respectivamente. Observa-se ainda que, em geral, a maioria das LI registradas nos anos em estudo são classificadas como LIC, apresentando deslocamento inferior a 170 km. O ano de 2016, que estava sobre a influência de um evento de El Niño forte (CPTEC/INPE), destaca-se por apresentar grande quantidade de LI do tipo LIP1, registrando um total de 97 casos, seguido por 63 casos de LIC e 27 casos de LIP2.

Estudos realizados na região amazônica mostram que a convecção tropical é a principal característica dessa região. Segundo Santos de Oliveira e Nobre (1986) essa região é dominada principalmente por características atmosféricas em grande escala, como a ZCIT, a circulação de Walker, a circulação de Hadley, ondas atmosféricas e outros processos meteorológicos como ZCAS e a penetração de frentes frias extratropicais. Sendo assim, a análise das características atmosféricas presentes no ano atípico de 2005 mostra a influência de um evento de El Niño, que já perdurava desde outubro de 2004 (MARENGO et al., 2011). Com esta configuração estabelecida sobre o oceano Pacífico Equatorial, o ramo ascendente da circulação de Walker,

que normalmente se apresenta sobre o oeste da Amazônia é deslocado para oeste atuando sobre as águas mais quentes e intensificado pela forte convecção (ANDREOLI e KAYANO, 2005; NETO et al., 2021). Com isto, o ramo descendente desta circulação cobre praticamente toda a Amazônia chegando até a costa da África, ocasionando um decréscimo da precipitação nessas áreas (MOLION, 1987).

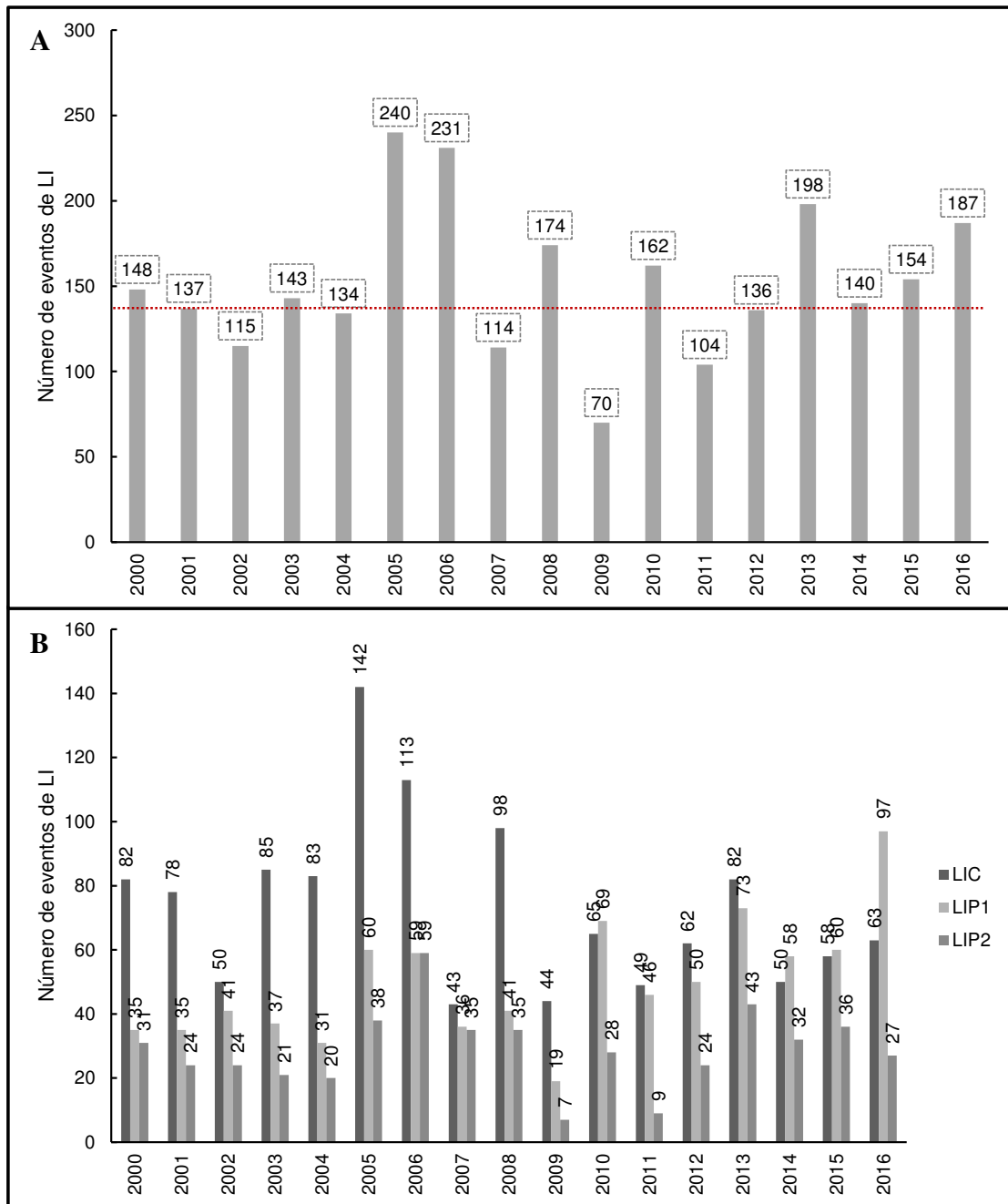


Figura 7: Distribuição anual do número total de casos (a) de LI e (b) de cada tipo de LI. A linha vermelha indica a média anual de LI.

No ano de 2005, além da atuação do El Niño, a temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico Tropical Norte (Sul) apresentou anomalias positivas (negativas), ou seja, mais (menos) aquecida do que a média climatológica. Desta forma, a Alta Subtropical do Atlântico Norte (Sul) se mostrou menos (mais) intensa e, conseqüentemente, os ventos alísios de nordeste (sudeste) se apresentaram com menor (maior) intensidade na costa norte da América do Sul (SERRÃO et al., 2015), fazendo com que a ZCIT não atingisse sua posição mais ao sul do equador e, conseqüentemente, afetando o regime de chuvas nas regiões norte e nordeste do Brasil. Estes resultados divergem dos encontrados na literatura sobre a associação das LI e ZCIT. Como já mencionado, Cavalcanti (1982), Cohen (1989) e Santos Neto (2004) mostraram que a ZCIT bem definida em sua posição mais ao sul auxilia o desenvolvimento de LI, assim supõe-se que outros fatores, como por exemplo, aumento da convecção e contraste térmico entre continente e oceano, contribuíram para o aumento significativo das LI no ano de 2005, entretanto são necessários estudos mais aprofundados para compreender essa interação.

A ocorrência do fenômeno El Niño, associado ao dipolo positivo no Atlântico Tropical Norte em 2005, trouxe como consequência a diminuição da precipitação na parte sul e oeste da bacia amazônica, conhecido na literatura como a Grande Seca de 2005 (MARENGO et al., 2011; TOMASELLA e MARENGO, 2011; SERRÃO et al., 2015). Observa-se que a configuração da circulação em grande escala estabelecida neste ano, induziu o desenvolvimento de LI na costa norte do Brasil, principalmente as linhas do tipo LIC, como observado na Figura 7. Com a ASAS fortalecida, os ventos alísios de sudeste adentraram a região paralelamente à costa e com maior intensidade, dificultando o deslocamento das LI para o interior do continente. Este resultado está de acordo com Kousky (1980), que sugeriu que a LI tem deslocamento limitado quando o escoamento em 850 hPa é paralelo à costa ou em direção ao equador.

Observa-se também que os anos de 2007, 2009 e 2011 registraram as menores ocorrências de LI, com um total de 114, 70 e 104 casos, respectivamente. O ano de 2009, destaca-se por ter um número bem abaixo da média anual, com a maioria sendo do tipo LIC. Neste ano, de acordo com os boletins climáticos emitidos pelo INPE/CPTEC (2009), as condições atmosféricas que se manteve desde outubro de 2008 favoreceram a precipitação sobre grande parte da região Amazônica. Os principais eventos responsáveis pelas chuvas foram a configuração de um evento de La Niña forte e águas anormalmente quentes do oceano Atlântico Sul. O dipolo de temperatura da superfície do mar que se estabeleceu entre o norte e sul do Atlântico Tropical, manteve a ZCIT por mais tempo em sua posição mais ao sul em comparação com a média climatológica.

Estas configurações são opostas as observadas no ano de 2005, em que houve um grande número de ocorrências de LI. Assim, sugere-se que a presença de sistemas associados a convecção profunda, como a atuação mais persistente da ZCIT em sua posição ao sul, por exemplo, pode inibir o desenvolvimento das LI, uma vez que o gradiente térmico continente-oceano se torna menos marcante devido a nebulosidade associada a mesma, afetando diretamente a circulação de brisa marítima. Portanto, é necessário uma investigação minuciosa do comportamento da atmosfera no ano de 2009 para que esses questionamentos sejam solucionados. Como já mencionado, estes resultados diferem do que vem sendo mostrado na literatura em relação à interação da ZCIT e LI, logo, há a necessidade de estudos mais aprofundados para verificação das possíveis relações entre as circulações de grande escala, seus efeitos e influência sobre o desenvolvimento das LI, para possibilitar uma compreensão mais clara sobre a interação dos diversos sistemas atuantes na região amazônica nesses anos atípicos. Essa investigação não será foco desta pesquisa, uma vez que o intuito aqui será determinar padrões atmosféricos gerais associados ao ambiente de formação das LI em cada trimestre. Entretanto, os resultados aqui obtidos poderão subsidiar estudos futuros sobre os padrões observados nesses anos atípicos de 2005 e 2009, comparando-os e definindo, então, os principais fatores responsáveis pelo aumento e diminuição do número de casos de LI, respectivamente.

A Figura 8 ilustra a distribuição mensal do número total de casos de LI. A média de ocorrência de LI para o período em estudo é de aproximadamente 13 casos mensais. Observa-se dois períodos bem definidos, o primeiro, de fevereiro a julho, apresenta número de ocorrências de LI acima da média mensal, registrando uma média de, aproximadamente, 19 casos de LI no mês de maio. No segundo período, que perdura de agosto a janeiro, o número de eventos de LI é abaixo da média, registrando o mínimo de 6 casos no mês de novembro.

Observa-se, em geral, que a maioria das LI registradas em cada mês pertencem ao grupo das LIC, exceto março e abril, que registraram uma maior média de LI do tipo LIPI1. Nota-se aqui, que estes meses coincidem com os meses em que a ZCIT se encontra, climatologicamente, em sua posição mais ao sul do equador. Embora indicado anteriormente que a presença de sistemas de convecção profunda pode dificultar a identificação das LI, sugere-se que o escoamento do vento associado a esses sistemas pode auxiliar o deslocamento para o interior do continente, uma vez formada a LI. Na Figura 8, é observado que os meses com as maiores médias de LI coincidem com os meses em que a ZCIT encontra-se em sua posição mais ao sul do equador. Através dos estudos de Kalnay et al. (1996) é possível verificar que a região em estudo fica localizada próxima a região de confluência dos ventos alísios, e o escoamento em

baixos níveis é predominantemente meridional, o que pode auxiliar tanto a formação quanto o deslocamento continente adentro das LI nestes meses.

Portanto, estes resultados indicam que a menor quantidade de LI observadas no ano de 2009 (Figura 7) não foi uma resposta a posição mais ao sul da ZCIT, que ocorreu devido às anomalias positivas de TSM no oceano Atlântico Tropical Sul, mas, possivelmente, relacionado a outros fatores determinantes na inibição das LI no ano de 2009. Uma outra suposição é que, como o método de identificação das LI é subjetivo, a presença da ZCIT mais intensa e mais ao sul do equador pode dificultar a identificação das LI nesses períodos.

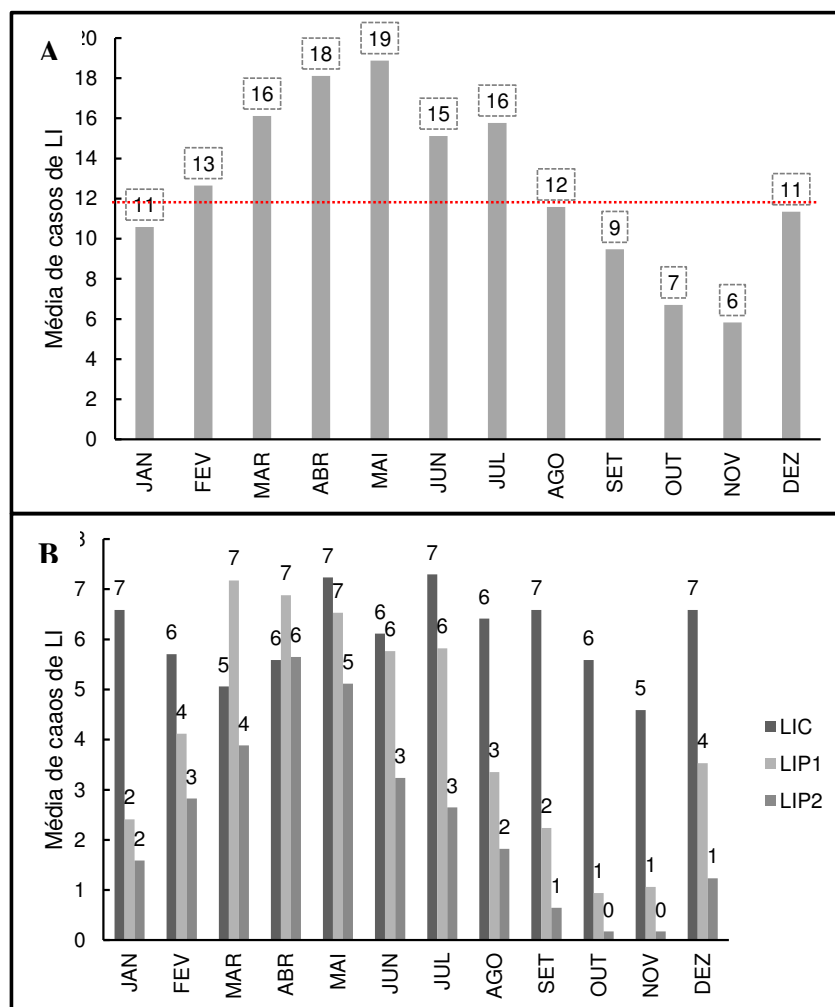


Figura 8: Distribuição mensal da média de casos (a) de LI e de (b) cada tipo de LI. A linha vermelha indica a média mensal de LI.

A partir da distribuição trimestral das LI (Figura 9A) verifica-se média de, aproximadamente, 38 casos de LI por trimestre. As maiores frequências são registradas na estação chuvosa (MAM) da região, com uma média de 53 casos. Estes resultados evidenciam que o menor número de LI observado no ano de 2009 não se deve ao fato de que a ZCIT estava

localizada mais ao sul, portanto outros fatores atmosféricos foram responsáveis pela redução do número de casos de LI. Em média, nos meses de março a maio ocorrem o maior número de LI, coincidindo com os meses em que a ZCIT se encontra mais ao sul do equador, enquanto que nos meses de setembro a novembro, quando a ZCIT localiza-se mais ao norte do equador, há um número reduzido de LI. Portanto, deve-se investigar quais fatores adicionais presentes no ano de 2009 ocasionaram essa redução na ocorrência de LI.

A estação seca da região (SON) apresenta as menores ocorrências de LI, com uma média de 22 casos. As estações de transição, DJF e JJA, registram número de eventos de LI em torno da média, com 35 e 42 casos mensais, respectivamente. Em geral, observa-se que os trimestres registraram maiores quantidades de eventos de LI do tipo LIC (Figura 9B), exceto o trimestre MAM onde a maioria das LI registradas são do tipo LIP1, com 21 casos, seguido de 18 casos de LIC e 15 casos de LIP2. O trimestre SON registrou as menores quantidades de LI, com uma média de 17 LIC, 4 LIP1 e 1 LIP2. Este resultado indica que o deslocamento continente a dentro das LI pode ser devido ao escoamento do vento no nível de 925 hPa ser predominantemente meridional neste trimestre (KALNAY et al., 1996), intensificando as correntes ascendentes à frente da linha, auxiliando assim na formação de novas células convectivas, o que faz com que o sistema perdure por mais tempo e, conseqüentemente, adentrando maiores distâncias continente a dentro.

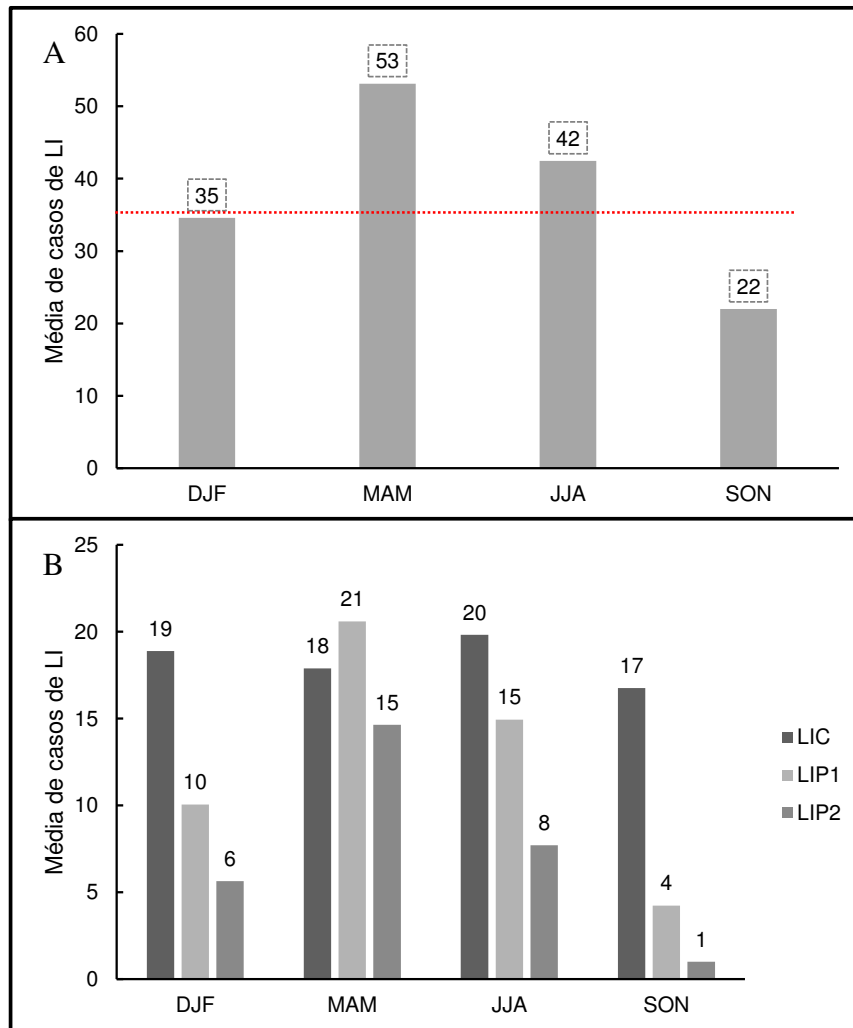


Figura 9: Distribuição trimestral da média de casos (a) de LI e (b) de cada tipo de LI. A linha vermelha indica a média trimestral de LI.

5.1.2 Perfis verticais médios

A seguir são analisados e descritos os perfis verticais médios das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, levando em consideração a existência ou não de LI. Estudos mostram que o perfil vertical de u apresenta um máximo relativo na velocidade do vento (jato de baixos níveis) em torno do nível de 800 hPa, e que este jato tende a ser mais intenso e profundo nos dias CLI (ALCÂNTARA et al., 2014; OLIVEIRA et al. 2016). Além disso, os resultados indicam que v aparenta ter sua contribuição na formação das LI amazônicas, embora esta componente seja pequena em magnitude na região, nota-se que sua direção muda em determinados níveis de pressão, quando comparado os perfis verticais médios dos dias CLI e SLI (ALCÂNTARA et al., 2014; OLIVEIRA e OYAMA, 2015, 2019; OLIVEIRA et al. 2016).

Neste contexto, o objetivo desta etapa é avaliar a variação vertical nos baixos níveis das componentes do vento, descrevendo as principais diferenças entre os perfis, e como estas propiciam um ambiente mais favorável ao desenvolvimento de LI, através da presença de um cisalhamento vertical mais intenso. Além disso, busca-se compreender as características dos perfis associando-os aos possíveis sistemas e fatores atuantes em cada trimestre.

A Figura 10 ilustra os perfis verticais da componente zonal para a média dos trimestres do grupo CLI (Figura 10A) e SLI (Figura 10B). Observa-se no trimestre DJF, a existência de um JBN com intensidade de $-9,9$ m/s ($-9,2$ m/s) na média dos dias CLI (SLI), ocorrendo em torno do nível de 800 hPa. Nos demais trimestres, a intensidade do JBN se mantém em torno de $-9,0$ m/s para os dias CLI, enquanto que na média dos dias SLI apresenta valor de $-8,0$ m/s no trimestre MAM e $-10,0$ m/s em SON.

Ressalta-se ainda, que no perfil médio do trimestre DJF há uma mudança na direção da componente zonal do vento, passando a conter ventos de oeste na camada acima de 500 hPa na média dos dias SLI. Neste trimestre, é suposto que a profundidade do jato é maior na média dos dias CLI, tendo em vista que essa mudança na direção da componente zonal só é observada em níveis acima de 500hPa (não mostrado na imagem). Nos trimestres MAM e JJA, o JBN não se apresenta de forma bem definida, ou seja, a intensidade de u se mantém aproximadamente constante acima de 800 hPa (nível do máximo de intensidade do vento). Estes trimestres possuem grandes números de casos de LI, com 906 e 724 casos totais, respectivamente. Entretanto, a descaracterização dos perfis verticais da componente zonal pode ocorrer devido ao enfraquecimento dos alísios de nordeste e pela intensificação do fluxo de sudeste associados à ASAS, que está mais intensa e próxima do continente (MARENGO et al., 2004). Pode-se observar que a maior quantidade de DOL que atuam nessa época é determinante na variabilidade do vento. Essas diferenças nas configurações do JBN em cada trimestre será estudada com maiores detalhes na seção seguinte, onde será feita uma associação com os possíveis fatores e sistemas responsáveis pela sua caracterização.

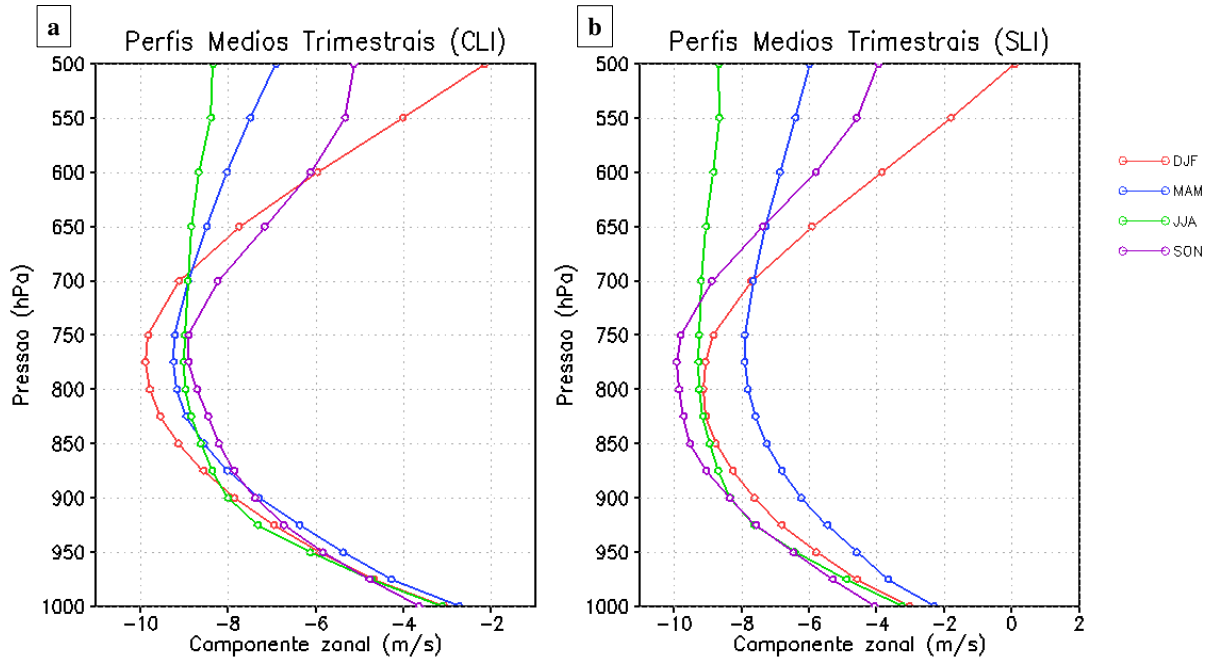


Figura 10: Perfis verticais médios da componente zonal do vento às 1200 UTC associados a cada trimestre do grupo (a) CLI e (b) SLI.

Em relação aos perfis da diferença da componente zonal do vento entre os dois grupos (Figura 11) é dada ênfase aos níveis que apresentam diferenças mais importantes. No trimestre DJF (Figura 11A) é observado diferenças significativas acima do nível de 875 hPa com magnitude que se mantém entre -0,5 a -2,25 m/s. Sugerindo que a intensidade da componente zonal do vento é maior na média dos dias CLI, corroborando com os resultados indicados anteriormente. Neste trimestre de transição, dá-se início ao período chuvoso na região com acumulados de precipitação mais brandos, a estação chuvosa ocorre apenas no trimestre MAM (FISCH et al., 1998). Durante o verão austral, há a atuação de sistemas de diferentes escalas espaciais e temporais. Os alísios de nordeste (ANE) adquirem maior intensidade devido a intensificação (enfraquecimento) da ASAN (ASAS) e, ao passar sobre a Amazônia, sofre mudança na direção devido ao bloqueio topográfico, formando o chamado Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) que corre paralelamente aos Andes em direção sul/sudeste do Brasil e norte da Argentina (MARENGO et al., 2004, NASCIMENTO et al., 2016). No trimestre DJF também é observado a atuação mais frequente da ZCAS (NOGUÉS-PEAGLE; MO, 1997).

No trimestre MAM (Figura 11B), a maior diferença significativa é observada próximo ao nível do JBN, com aproximadamente -1,4 m/s de magnitude, indicando que a intensidade do JBN nos dias CLI é maior do que nos dias SLI neste trimestre. Além disso, a ZCIT que na estação chuvosa (MAM) está posicionada em latitudes que compreendem parte norte e nordeste

do Brasil, age diretamente na circulação local, de forma a intensificar as correntes ascendentes através da convergência dos ventos alísios (VIANELLO; ALVES, 1991). Portanto, sugere-se que a convecção profunda associada a ZCIT é um dos fatores que facilita a formação de LI nesse período, sendo responsável também pela descaracterização do JBN, como observado no perfil médio do vento zonal (Figura 10). Lopes (2017) mostrou que o desenvolvimento da convecção de uma LI ocorrida em maio de 2015 sobre a região amazônica foi favorecida pelo posicionamento de um anticiclone em altos níveis e que o posicionamento da ZCIT sobre a linha da costa, bem como sua atividade convectiva bem definida favoreceram a propagação da LI continente adentro e sua respectiva intensificação. Desta forma, a interação entre a dinâmica dos diferentes sistemas atuantes na região influencia no comportamento dos perfis verticais do vento e, conseqüentemente, na formação e desenvolvimentos das LI amazônicas.

As diferenças significativas no trimestre JJA (Figura 11C) encontram-se entre os níveis de 950 e 700 hPa, apresentando magnitude positiva superior a 0,3 m/s. Como já mostrado, este trimestre apresenta grande quantidade de LI, entretanto não foi observado um JBN bem definido. Vale ressaltar que as diferenças significativas neste trimestre apresentam valores positivos de diferença entre os grupos, portanto, verifica-se que a intensidade do vento zonal nos dias SLI são pouco maiores do que nos dias CLI. Neste trimestre, a ASAS encontra-se mais intensa e próxima ao continente, onde o fluxo caracteriza-se pelo enfraquecimento dos ANE e pela intensificação dos alísios de sudeste, fazendo com que o escoamento e o transporte de umidade sejam oriundos do ATS (MOLION, 1987; KALNAY et al., 1996; SERRÃO et al., 2010; NETO et al., 2021). Durante as estações de outono e inverno austral têm-se a presença dos DOL com maior amplitude e propagação de fase organizada (CHAN, 1990; KOUADIO et al., 2012). Esse sistema de grande escala é definido como perturbações no campo da pressão e vento, que se deslocam em forma de ondas, de leste para oeste, afetando os setores norte e leste do NEB (RIEHL, 1945; PEREIRA e CAVALCANTI, 2014; NEVES et al., 2016; NEVES, 2018). Cohen et al. (1995) sugeriu que a presença dos DOL intensifica o JBN na região amazônica, favorecendo a propagação das LI. Mais tarde, Barbosa (2005) e Oliveira e Oyama (2015) também associaram a inicialização e propagação das LI à forçantes de escala sinótica, como ZCIT e DOL, por exemplo.

Os JBN observados nos trimestres MAM e JJA não apresentam forma bem definida, contendo intensidade aproximadamente constante acima do nível do máximo do vento (Figura 10B e Figura 10C). Sugere-se que esta característica ocorra devido as perturbações no campo do vento ocasionadas pela presença de sistemas de grande escala atuantes direta ou indiretamente na região, como a ZCIT e DOL. Estas perturbações podem então ocasionar uma

maior profundidade do JBN, chegando a uma máxima abertura desse jato, como observado nos perfis médios desses trimestres. Alcântara et al. (2014) sugeriram que o JBN mais profundo e mais intenso ocasiona maior ventilação nas nuvens, implicando em maior entranhamento e aumentando, possivelmente, a energia disponível para o sistema, contribuindo assim para o desenvolvimento das LI. Wakimoto et al. (2015) mostraram que há uma interação entre o jato e o escoamento na parte traseira de uma LI formada sobre os Estados Unidos. Essa interação deve-se a inclinação na componente da vorticidade, que pode gerar células convectivas mais fortes dentro do sistema convectivo de mesoescala.

Oliveira e Oyama (2015) indicaram que a diferença entre as categorias LI e nLI (sem a formação de LI pelo método subjetivo e objetivo) sobre o CLA não foram significativas no mês de julho. Foi suposto que a espessura ou profundidade do JBN é útil na diferenciação entre as LI que se propagam continente adentro e aquelas que permanecem confinadas à costa, não sendo um fator que esteja associado à formação da LI em si. Mais tarde, Oliveira e Oyama (2019) investigaram as características associadas aos dias com LI (CLI+) e com convecção fraca (CC-), aqui pertencente ao grupo SLI. Os autores encontraram resultados semelhantes em relação à profundidade do JBN no mês de março. Entretanto, também foi sugerido que outros fatores podem influenciar na formação das LI amazônicas no trimestre JJA, como por exemplo, a atuação de sistemas de grande escala.

No trimestre SON (Figura 11D) todos os níveis apresentam diferenças significativas, atingindo um valor máximo de 1,3 m/s no nível de 850hPa. Assim, verifica-se que a intensidade do JBN nos dias SLI é maior do que nos dias CLI. Valores positivos da diferença entre os grupos são observadas até o nível de 650hPa, acima deste nível os valores tornam-se negativos, indicando que a intensidade do vento zonal nessa camada é maior no perfil dos dias CLI. Este trimestre é caracterizado pelo período de estiagem na região, onde sistemas transientes como ZCAS, VCAN e fatores locais, como as circulações de brisa e a forte convecção, são os principais geradores de precipitação (KOUSKY, 1979; MOLION, 1987; REBOITA, et al., 2012).

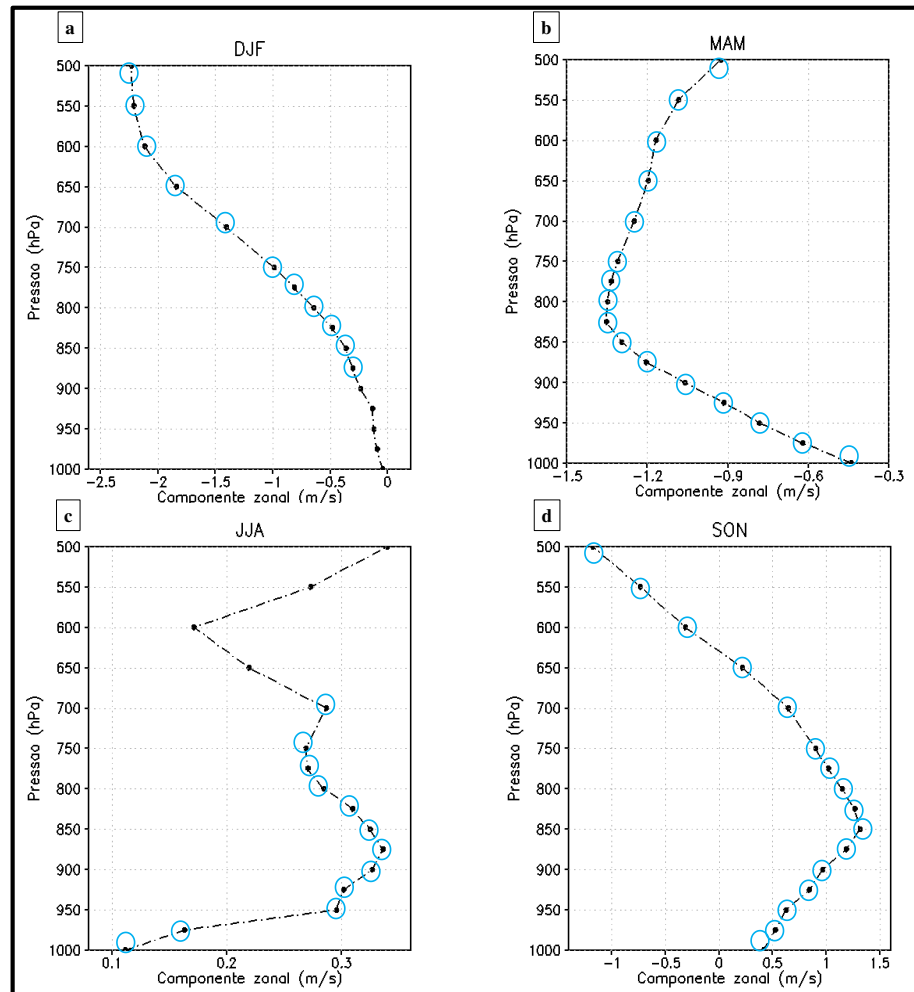


Figura 11: Diferença entre os grupos CLI-SLI da componente zonal do vento para o trimestre (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. Os círculos azuis indicam que a diferença é significativa neste nível (nível de 95% de confiança, $\alpha=0,05$).

Os perfis verticais da componente meridional do vento na média dos dias CLI do trimestre DJF (Figura 12A), mostra um máximo negativo de intensidade -3,3 m/s (ventos de norte) no nível de 925 hPa. Próximo ao nível de 750 hPa, a intensidade de v torna-se nula, se mantendo aproximadamente constante acima deste nível. O comportamento do perfil de v nos dias SLI (Figura 12B) apresenta-se semelhante ao perfil dos dias CLI, entretanto, com a intensidade do máximo negativo próximo à -3,9 m/s. No trimestre chuvoso (MAM), os perfis médios aqui representados mostram um máximo negativo de -2,0 m/s abaixo de 900 hPa e um máximo positivo de 0,8 m/s em torno de 800 hPa. Acima do nível de 700 hPa, o vento se mantém aproximadamente constante, com comportamento semelhante ao trimestre DJF. Entretanto, nota-se uma rotação no vento na camada compreendida entre 850 e 700 hPa, onde passa a assumir valores positivos (ventos de sul). Sugere-se, portanto, que este comportamento rotacional do vento nas camadas inferiores e médias da atmosfera pode estar associado à

circulação de brisa, entretanto, é necessário investigação mais aprofundada para confirmar esta suposição.

Em JJA, os perfis CLI e SLI se apresentam de forma semelhante, onde é observado o máximo negativo menos intenso dentre os 4 trimestres, atingindo aproximadamente $-0,6$ m/s no nível de 960 hPa. Logo acima deste nível, o vento passa a assumir valores positivos, com $4,0$ m/s próximo ao nível de 800 hPa, caracterizando a circulação de brisa neste trimestre, embora com menor intensidade. Na estação seca da região (SON), uma circulação de retorno é melhor identificada em ambos os perfis (CLI e SLI). Nota-se um máximo negativo com intensidade de $-2,6$ m/s ($-2,5$ m/s) e um máximo positivo de $3,1$ m/s ($2,2$ m/s) na média dos dias CLI (SLI).

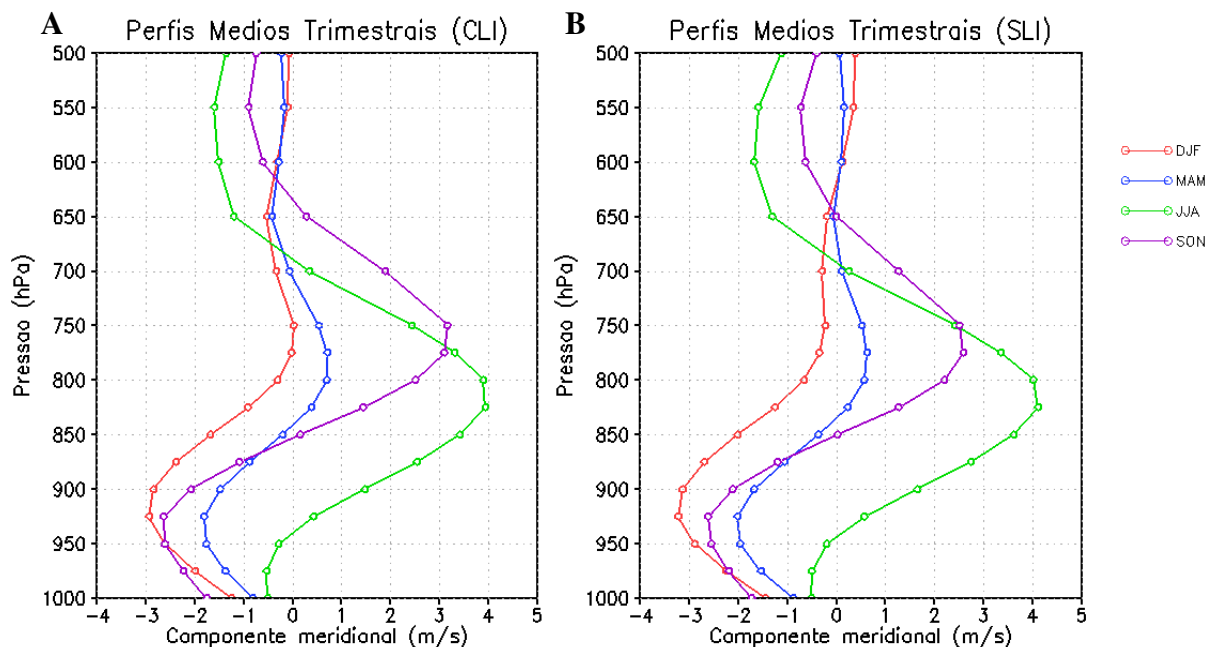


Figura 12: Perfis verticais médios da componente meridional do vento às 1200 UTC associados a cada trimestre do grupo (a) CLI e (b) SLI.

No perfil vertical do vento na região amazônica a componente zonal é predominante, fornecendo informações de grande escala, representado pelo JBN até aqui estudado. A componente meridional do vento, embora pequena em magnitude na região, fornecerá informações adicionais em relação à fatores locais e fenômenos de micro e mesoescala, por exemplo. Em geral, a análise comparativa entre os perfis CLI e SLI (Figura 13) mostram comportamentos semelhantes entre os grupos. No trimestre DJF (Figura 13A), as diferenças significativas são observadas em quase todos os níveis, exceto em 700 hPa, com valores entre $0,2$ e $0,4$ m/s nos baixos níveis e $-0,4$ m/s nos níveis mais elevados. Esses resultados sugerem

que, nos baixos níveis, onde é verificado o máximo negativo do vento meridional, a intensidade de v é maior na média dos dias SLI (valores de diferença positivos). Nos níveis mais elevados a diferença torna-se negativa, logo, a intensidade de v nesta camada é maior nos dias CLI. Como já discutido, este trimestre é caracterizado pela intensificação dos ANE, associado ao fortalecimento da ASAN e, conseqüentemente, intensificando o JBNAS. Portanto, a ausência da rotação do vento neste trimestre, onde não se observa uma circulação de retorno bem definida, pode ocorrer devido essa intensificação dos ventos ANE e pela presença de sistemas de grande escala que atuam nesse período, como a ZCAS e a ZCIT, que pode ter sua atuação já iniciada em fevereiro.

No trimestre chuvoso MAM (Figura 13B) os níveis de 975 e 950 hPa e acima de 700 hPa apresentam diferenças significativas, com valores de 0,2 m/s nos baixos níveis e de aproximadamente -0,4 m/s nos níveis mais elevados. Novamente, esses resultados indicam que o valor do máximo negativo observado nos baixos níveis é maior na média dos dias SLI e, nos níveis superiores o inverso ocorre. No outono austral, há a influência mais intensa de sistemas como a ZCIT, que atinge sua posição mais ao sul do equador e inicia seu retorno para o Hemisfério Norte em meados de abril, agindo diretamente na região com maior frequência.

Portanto, sugere-se que a presença de sistemas de grande escala que são associados à convecção profunda, como a ZCIT, pode inibir a circulação de retorno devido a diminuição do contraste térmico continente-oceano, enfraquecendo, possivelmente, o processo de formação da brisa marítima. Lopes (2017) investigando uma LI ocorrida em maio de 2016 sugeriram que o gradiente de temperatura observado entre continente-oceano promoveu a intensificação do gradiente de pressão em baixos níveis da troposfera e, conseqüentemente, da circulação de brisa marítima, que atuou como mecanismo de disparo da LI. Souza et al. (2017) observaram que anomalias negativas de TSM próximas à costa geram melhores condições de formação de brisas, tornando a identificação de LI mais facilitada, em detrimento da não associação a outros padrões de circulação da atmosfera, contudo, os resultados aqui discutidos mostram que a presença da circulação de retorno bem definida não aparenta ser um fator essencial na formação das LI, tendo em vista que o trimestre MAM apresenta a maior média de ocorrência de LI do período. Oliveira e Oyama (2019) ao analisarem a conexão entre as LI e brisas identificaram que a diminuição no gradiente térmico continente-oceano induziram uma redução na componente meridional do vento e, conseqüentemente, na circulação de brisa, que por sua vez, geraram mais núcleos convectivos associados às maiores taxas de evaporação sobre a região oceânica, devido ao aumento da TSM, sugerindo que os perfis do vento zonal e meridional estão inseridos no contexto de convergência e ascensão e não diretamente ao desenvolvimento

das LI. No trimestre JJA (Figura 13C), não há evidências significativas de diferenças entre os grupos analisados. Neste trimestre de transição na região, os DOL atuam em toda costa do norte e nordeste brasileiro, apresentando papel de forçante para manutenção da convecção na Amazônia. Além disso, as LI atuam com grande frequência, principalmente no mês de julho. Oliveira e Oyama (2017) encontraram diferenças significativas entre os perfis verticais da componente meridional do vento apenas nos níveis mais elevados (não analisados no presente estudo), onde v é de norte nos dias com LI e de sul nos dias sem LI. Os perfis de v apresentaram diferença significativa especialmente ao nível de 350 hPa, indicando que o escoamento em altos níveis possui influência importante na formação da LI no mês de julho.

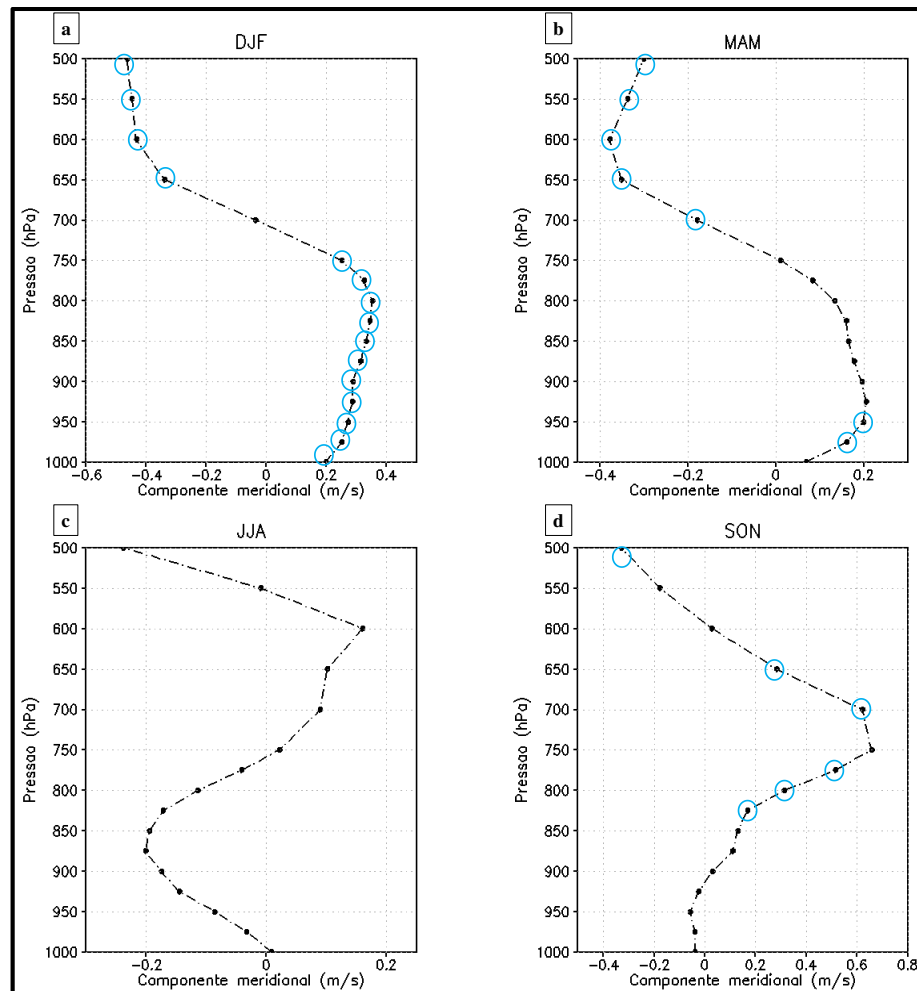


Figura 13: Diferença entre os grupos CLI-SLI da componente meridional do vento para o trimestre (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. Os círculos azuis indicam que a diferença é significativa neste nível (nível de 95% de confiança, $\alpha=0,05$).

No trimestre SON (Figura 13D) as diferenças significativas são observadas nos médios níveis e em 500 hPa, com a maior diferença alcançando 0,6 m/s em 700 hPa. Estes níveis

significativos correspondem à camada que contém o máximo positivo observado nos perfis médios (Figura 12), sendo assim, os resultados indicam que a intensidade deste máximo é maior na média dos dias CLI (valores de diferença positivos). É sugerido então, que a ausência de sistemas de grande escala atuantes direta ou indiretamente na região, como ZCIT, DOL e ZCAS, facilita a formação de uma circulação de retorno, uma vez que não há a presença de outro padrão predominante de circulação da atmosfera. Portanto, corroborando com os resultados discutidos anteriormente, sugere-se que a presença de uma circulação de retorno bem definida não é, por si só, um fator determinante na formação das LI, tendo em vista a pequena frequência de LI observadas neste trimestre. Contudo, os resultados indicam que na ausência de sistemas de grande escala que atuem como disparadores de convecção, essa circulação de retorno mais intensa age favorecendo a formação de LI.

5.1.3 Análise da grande escala: diferenças médias entre os dois grupos

Inicialmente são analisados os campos das diferenças médias entre os dois grupos (CLI-SLI) para a umidade específica e intensidade do vento, nos níveis de 925, 700 e 500 hPa, com foco nas áreas de diferenças de umidade significativas. Esta discussão torna-se importante na identificação dos padrões atmosféricos associados à sistemas e características de diferentes escalas que auxiliem a formação de LI amazônicas.

A Figura 14 ilustra a diferença dos campos de umidade específica (q) e intensidade do vento no trimestre DJF. Observa-se um núcleo com umidade relativamente maior nos dias CLI sobre a região Sul do Brasil e parte do oceano adjacente, com um núcleo superior a 0,8 g/kg em torno da latitude de 30° S, onde também é observado ventos de norte mais intenso. Esse comportamento do vento associado ao maior teor de umidade nessa região está, possivelmente, relacionado à atuação mais intensa do JBNAS (MARENGO et al., 2004; NASCIMENTO et al., 2016) nos dias em que ocorre LI, corroborando com os resultados dos perfis verticais discutidos anteriormente. Na parte oceânica próxima à essa região, percebe-se a presença de uma circulação horária mais intensa, sendo possivelmente associada à penetração de sistemas frontais (HASTENRATH, 1982; MARENGO et al., 1997). Observando a porção do Oceano Atlântico Norte em alcance na Figura 14A, nota-se uma maior intensidade nos ventos ANE. Esta maior intensidade pode ser observada pela diferença no campo do vento, onde os ventos de norte são predominantes, estando associados a maior intensidade dos ANE nos dias CLI e, possivelmente, a atuação da ZCIT mais ao sul (VIANELLO e ALVES, 1991). Além disso, é

possível identificar também a região de confluência dos alísios em torno da faixa equatorial, com ventos predominantemente de norte na porção oceânica do HN e de sul no oceano ATS.

Sobre a maior parte das regiões oceânicas e a porção sul da região norte do Brasil, as diferenças não apresentam evidências significativas (Figura 14B). Sobre a região centro-oeste e a porção sul da região Nordeste do Brasil é observado diferenças negativas, atingindo valores superiores a $-0,4$ g/kg na divisa dos estados da Bahia e Minas Gerais. Sendo assim, essas regiões apresentam-se com menor teor de umidade na média dos dias CLI. Na costa norte do Brasil e oceano adjacente, nota-se valores positivos de diferença, indicando maior conteúdo de umidade específica nessas regiões nos dias CLI. Estes resultados corroboram com os encontrados em Oliveira e Oyama (2015 e 2019), próximo à costa da região amazônica e menor teor de umidade na região central do Brasil, configurando um dipolo, que é uma característica favorável para a formação das LI amazônicas nos meses de março e julho. Além disso, sugere-se que a intensificação dos ventos ANE, associado a ASAN mais intensa, contribuem para o desenvolvimento das LI de forma que a combinação deste fator com o padrão de dipolo da umidade específica aparenta ser uma condição de grande escala favorável à formação de LI na costa norte do Brasil no trimestre DJF.

No nível de 700 hPa (Figura 14C) é observado núcleos de diferença significativas de umidade superiores a $0,6$ g/kg no extremo norte e sobre a região sul da América do Sul. É observado ainda um núcleo de diferença entre $-0,4$ e $-0,6$ g/kg sobre as regiões sudeste e centro-oeste do Brasil, onde também é observado uma circulação anti-ciclônica mais intensa nos dias CLI, supostamente relacionada à presença do JBNAS (MARENGO et al., 2004; NASCIMENTO et al., 2016) em conjunto com o escoamento associado à ASAS (MOLION, 1987; KALNAY et al., 1996). Esse maior aporte de umidade na região costeira e oceano adjacente no nível de 700 hPa também foi observado por Oliveira e Oyama (2015, 2019) para o mês de transição (julho) e chuvoso (março), respectivamente, bem como uma maior convergência de umidade em baixos níveis (925 hPa). As diferenças significativas de umidade em 500 hPa (Figura 14E) estende-se sobre o extremo norte e parte da costa leste da América do Sul, apresentando valores positivos. Sobre a região central do Brasil é observado um núcleo de diferença negativa, entre $-0,4$ e $-0,6$ g/kg, e a circulação anti-ciclônica mais intensa nos dias CLI, como já identificado no nível de 700 hPa. Logo, é suposto que o ambiente favorável para a formação de LI amazônicas no trimestre DJF é constituído pela presença de um JBNAS mais intenso, bem como de um maior aporte de umidade sobre a costa norte da América do Sul e menor teor de umidade na região central do Brasil. Este menor teor de umidade pode ser ocasionado pelo escoamento anti-ciclônico mais intenso oriundo da ASAS nessa região.

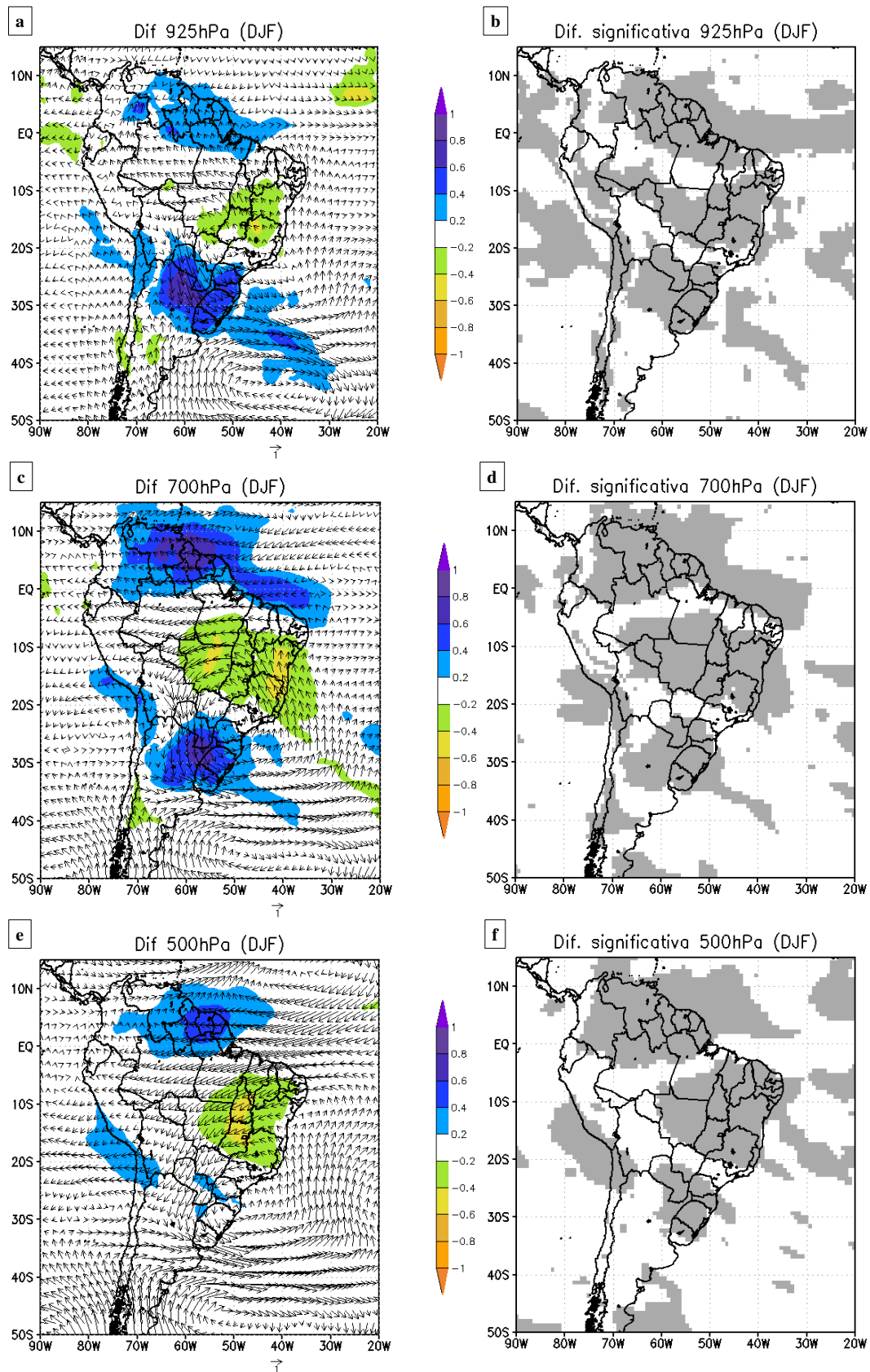


Figura 14: Diferença entre os grupos CLI e SLI para o trimestre DJF dos campos de umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas), ao nível de (a) 925 hPa, (c) 700 hPa e (e) 500 hPa. Áreas onde a diferença de umidade específica é significativa ao nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) no nível de (b) 925 hPa, (d) 700 hPa e (f) 500 hPa.

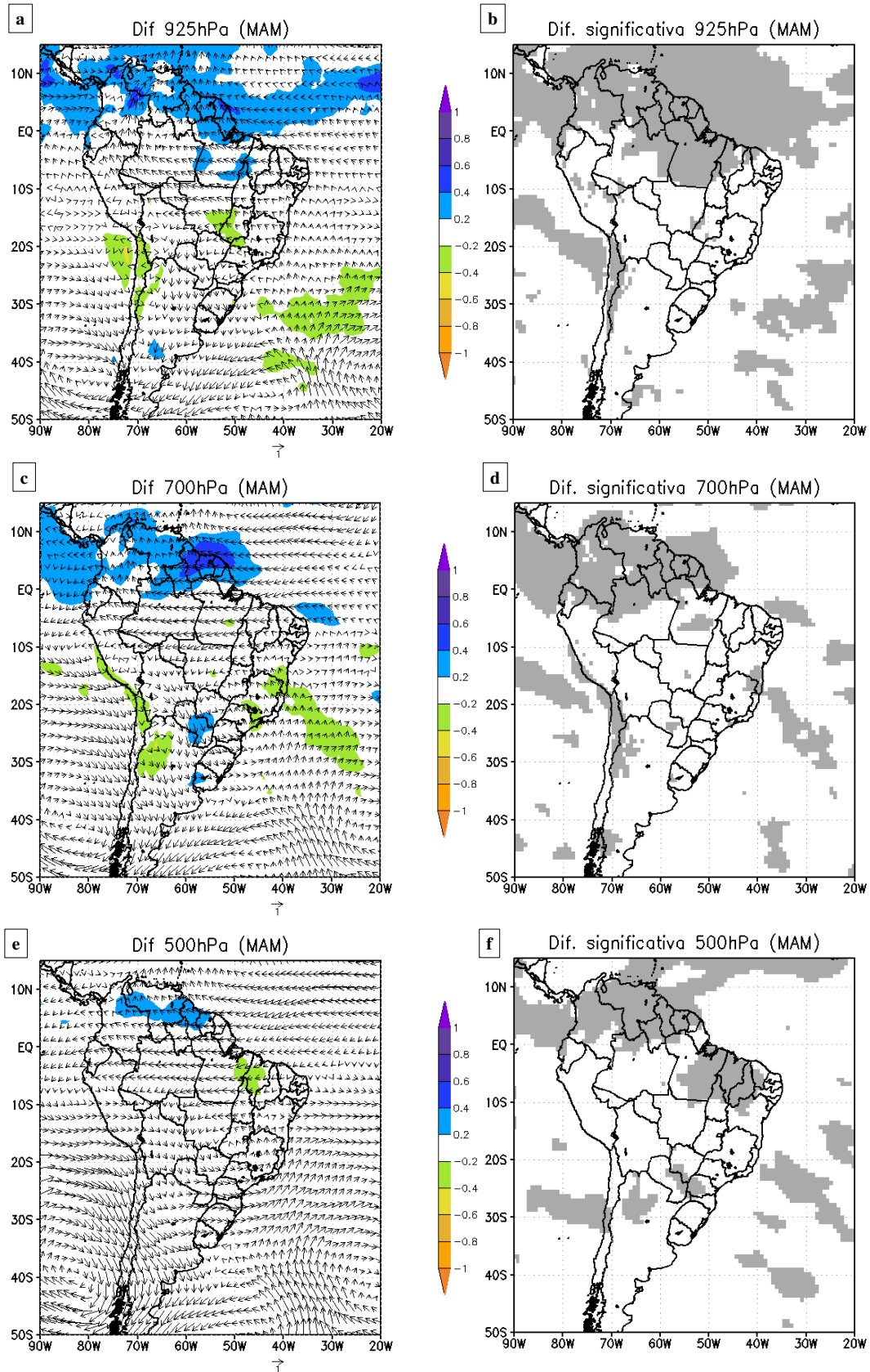


Figura 15: Diferença entre os grupos CLI e SLI para o trimestre MAM dos campos de umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas), ao nível de (a) 925 hPa, (c) 700 hPa e (e) 500 hPa. Áreas onde a diferença de umidade específica é significativa ao nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) no nível de (b) 925 hPa, (d) 700 hPa e (f) 500 hPa.

No trimestre MAM (Figura 15), diferenças significativas são observadas em torno da região equatorial no nível de 925 hPa, onde há a predominância de valores positivos, superiores a 0,4 g/kg em algumas áreas da costa norte da América do Sul, semelhante ao observado em Oliveira e Oyama (2019), entretanto aqui não foi observado o padrão de dipolo de umidade que os autores observaram para o mês de março. Este maior teor de umidade indica que a convecção associada à ZCIT, em média, está mais intensa e/ou atuante nos dias CLI. Algumas áreas com diferenças negativas são observadas no Oceano Atlântico e Pacífico Sul. Em relação à intensidade do vento, verifica-se ventos de leste mais intensos na faixa equatorial e, sobre o oceano ATS, os ventos de sul são predominantes. Entretanto, não é possível a identificação da região de confluência dos alísios neste trimestre, possivelmente, devido a presença de ventos zonais mais intensos. Alguns núcleos com menor teor de umidade nos dias CLI (valores de diferenças negativas) são observados na região centro-oeste do Brasil, em uma porção do oceano Atlântico Sul, no norte do Chile e oceano Pacífico adjacente.

No trimestre JJA (Figura 16), observa-se diferenças positivas significativas sobre a costa norte e nordeste do Brasil e oceano adjacente, com núcleos relativamente mais úmidos nos dias CLI em torno da faixa equatorial em todos os níveis analisados. Uma porção do Oceano Pacífico Sul apresenta-se com diferenças significativas positivas no nível de 925 hPa (Figura 16A). Destaca-se que, no nível de 700 hPa (Figura 16C), há a presença de um dipolo de diferença de umidade bem caracterizado, com um núcleo positivo se estendendo sobre toda costa norte da América do Sul e oceano adjacente e sobre parte norte e leste do NEB, alcançando a região oceânica tropical. Segundo Neves (2018), essa maior concentração de umidade no litoral leste do NEB no trimestre maio, junho e julho, é resultado do transporte mais intenso em baixos níveis da umidade oceânica para o litoral do continente, provocada pela ASAS que nesse período se intensifica e se desloca mais para oeste.

Além disso, o trimestre JJA é o período típico para a observação de DOL atuando no litoral do NEB, que estão frequentemente associados a volumes expressivos de precipitação, característico da natureza convectiva do sistema (CHAN, 1990; NEVES, 2018). Logo é sugerido que os DOL podem ser responsáveis por fornecer um teor de umidade adicional para as regiões costeiras da parte norte da América do Sul, o que favorece a formação e propagação das LI neste trimestre. Oliveira e Oyama (2015) encontraram resultados semelhantes, indicando que a umidade no nível de 700 hPa pode ser fator principal para a formação de LI, fornecendo tanto umidade quanto calor para o sistema.

Portanto, a partir dessas áreas de diferenças positivas, sugere-se que a parte norte da América do Sul e do NEB são favorecidos pela umidade associada à ZCIT durante seu

deslocamento para o HN, estando mais atuante e intensa nos dias CLI. O litoral leste do NEB e oceano adjacente são influenciados pela atuação dos DOL, que são, possivelmente, mais frequentes nos dias CLI.

No tocante à intensidade do vento, observa-se no nível de 925 hPa a presença de ventos de norte mais intensos nos dias CLI na faixa equatorial, indicando uma possível atuação da ZCIT em latitudes mais sul ou um retardo de seu retorno para o HN nos dias CLI. No oceano Atlântico Sul é possível verificar ventos de sul mais intensos nos dias CLI, associados à circulação da ASAS. No nível de 700 hPa é observado uma circulação anti-ciclônica sobre a região sudeste e sul do Brasil. Segundo Neves (2018) a presença de uma região de circulação anti-ciclônica em 700 hPa sobre o sudeste e o centro oeste do Brasil pode reforçar o transporte de umidade para o litoral do leste do NEB.

No trimestre seco SON (Figura 17) é observado diferenças significativas de sinal negativo em quase toda a extensão da América do Sul no nível de 925 hPa (Figura 17A), atingindo valores inferiores a $-1,0$ g/kg sobre as regiões centro-oeste e sudeste brasileira. A diferença de umidade entre os grupos torna-se positiva apenas sobre a costa norte do Brasil, possivelmente associada a intensificação da ZCIT mais ao norte do equador nos dias CLI. No nível de 700 hPa (Figura 17C) o contraste entre essas regiões torna-se mais visível, se estendendo até o nível de 500 hPa (Figura 17E), indicando que a presença desse dipolo, como sugerido em Oliveira e Oyama (2015 e 2019), é um fator que facilita a formação das LI que ocorrem neste trimestre.

Em relação à diferença do vento entre os grupos, não é observado um padrão bem definido no nível de 925 hPa no trimestre SON (Figura 17A). Sobre a faixa equatorial os vetores de vento apresentam direções alternadas, com ventos de sul em torno da latitude equatorial, ventos de noroeste e leste próximo à costa norte da América do Sul e de sudoeste no oceano ATN. No nível de 700 hPa (Figura 17C), os ventos aparentam convergir para a latitude em torno de 5° N, podendo estar associado à atuação da ZCIT no HN. O comportamento do vento em baixos níveis em conjunto com a distribuição da umidade específica neste trimestre indicam a atuação de sistemas transientes de diferentes escalas espaciais e temporais, como já discutido nos perfis verticais. A diferença positiva de umidade observada no nível de 925 hPa sobre a região costeira do Pará, aparenta estar associada à presença de convecção local, ocasionadas pela circulação de brisa, por exemplo.

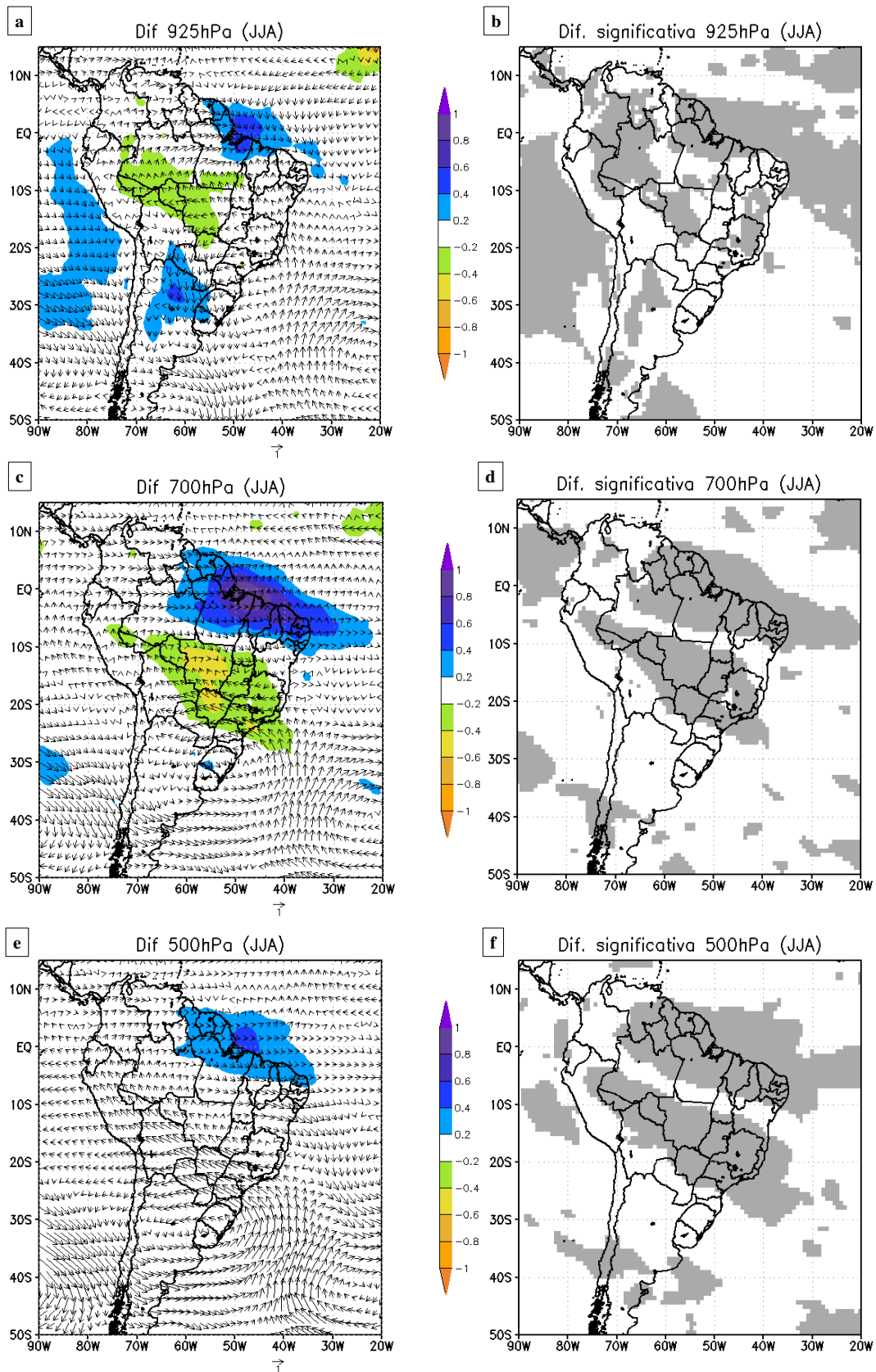


Figura 16: Diferença entre os grupos CLI e SLI para o trimestre JJA dos campos de umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas), ao nível de (a) 925 hPa, (c) 700 hPa e (e) 500 hPa. Áreas onde a diferença de umidade específica é significativa ao nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) no nível de (b) 925 hPa, (d) 700 hPa e (f) 500 hPa.

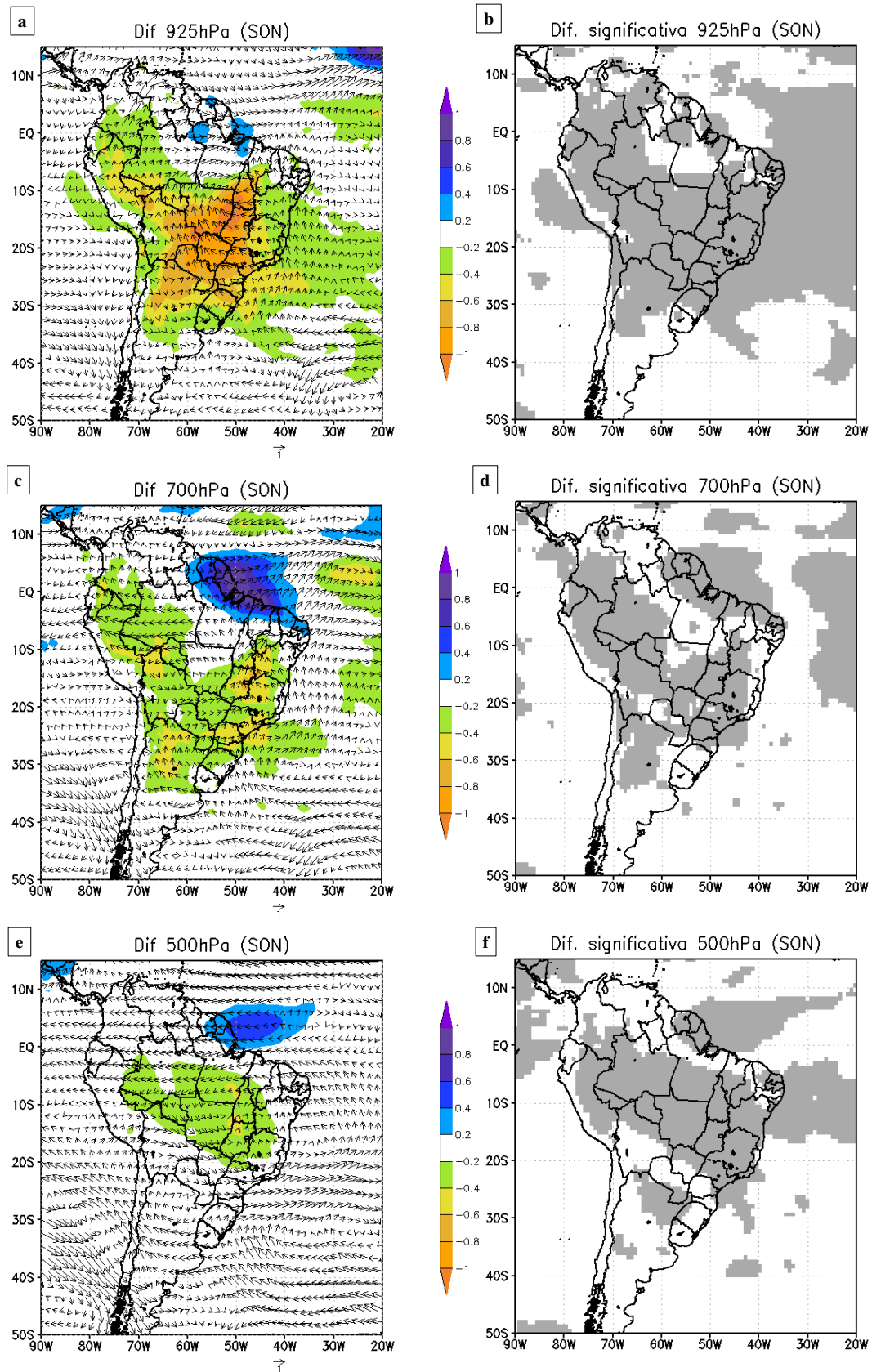


Figura 17: Diferença entre os grupos CLI e SLI para o trimestre SON dos campos de umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas), ao nível de (a) 925 hPa, (c) 700 hPa e (e) 500 hPa. Áreas onde a diferença de umidade específica é significativa ao nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) no nível de (b) 925 hPa, (d) 700 hPa e (f) 500 hPa.

Na segunda etapa dessa seção são analisados e discutidos os resultados das principais diferenças entre o ambiente CLI e SLI, através da análise dos perfis verticais da componente zonal e meridional do vento e dos campos espaciais de umidade específica e escoamento do vento nos níveis de 925, 700 e 500 hPa. Por meio dessas análises, foi elaborado uma síntese dos principais fatores que aparentam contribuir para a formação das LI amazônicas.

A Figura 18 ilustra as configurações de grande escala típicas em cada trimestre que foram identificadas por meio das análises espaciais das variáveis meteorológicas aqui estudadas e que tornam o ambiente propício à formação de LI. Em todos os trimestres, o maior teor de umidade (elipses em cor azul) na costa norte da América do Sul é um fator favorável para a formação e propagação das LI amazônicas, especialmente em MAM e JJA. No trimestre DJF, ocorre a presença do padrão dipolo de umidade, representado através das elipses azul e laranja. Além disso, a formação de LI é favorecida pela intensificação do JBNAS, pela atuação mais intensa dos ventos alísios de nordeste (ANE) e pelos alísios de sudeste (ASE) que, por sua vez, ocorre pela atuação mais intensa e deslocada para oeste da ASAS, observada pela seta circular mais espessa. Em MAM, a configuração de grande escala que favorece a formação de LI amazônica é composta por um maior teor de umidade em toda a faixa equatorial, associado à maior atuação da ZCIT, e por um componente do vento de leste mais intenso, adentrando maiores distâncias para o interior do continente. No trimestre JJA as LI são favorecidas pelo dipolo de umidade bem definido como consequência da atuação da ASAS de forma mais extensa e intensa sobre o sul e sudeste da América do Sul e pela atuação dos ventos ANE e ASE em toda a costa norte. Em SON, o ambiente de grande escala propício para a formação de LI é formado por um dipolo de umidade. Sobre a região costeira do Pará há núcleos com maior conteúdo de umidade em contraste com extensas áreas de menor teor de umidade na direção noroeste-sudeste, cobrindo toda a divisa do Brasil com os demais países da América do Sul. Sobre a faixa equatorial, a componente do vento de norte é mais intensa.

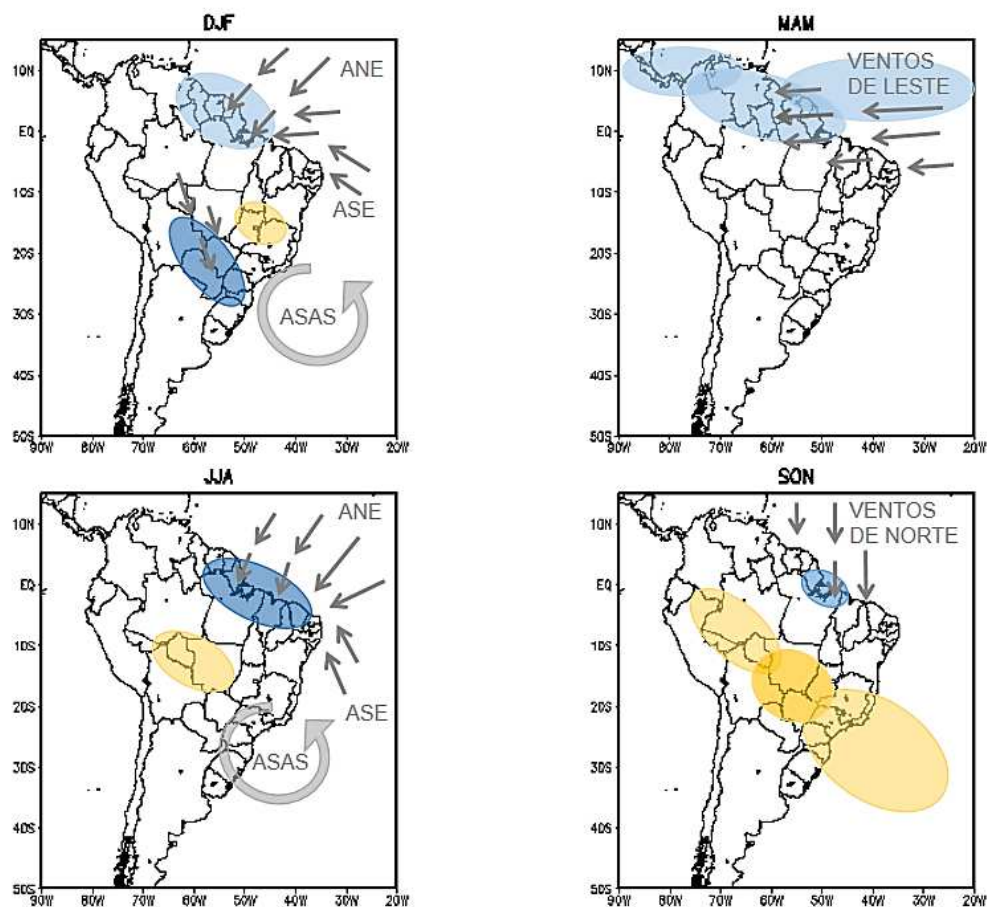


Figura 18: Modelo conceitual do comportamento dos principais padrões em baixos níveis (925hPa) envolvidos no ambiente propício à formação e propagação de linha de instabilidade amazônica no trimestre (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. As elipses preenchidas na cor azul (laranja) representam maior (menor) teor de umidade; as setas correspondem à direção do vento, que sopram de nordeste (ANE), de sudeste (ASE) e os ventos de leste; a seta em formato circular representa a circulação anticiclônica associada à Alta Subtropical do Atlântico Sul. Os elementos da figura estão fora de escala.

5.2 PADRÕES DE VARIABILIDADE TEMPORAL ASSOCIADO À COMPONENTE ZONAL DO VENTO

A seguir serão apresentados os padrões temporais dos fatores retidos a partir da aplicação da técnica da ACP à série temporal da componente zonal do vento aos grupos CLI e SLI, separados por trimestres, tendo em vista que as maiores e mais significativas diferenças entre os perfis verticais foram observados para esta componente do vento. A metodologia empregada permitiu obter padrões atmosféricos que compõem o ambiente de formação de LI amazônicas nos trimestres úmido (MAM) e menos úmido (SON) e nos trimestres de transição (DJF e JJA). Em seguida, associá-los aos padrões observados na série dos dias SLI, identificando

divergências entre eles que indicassem alguma característica particular do ambiente antecedente à formação de LI.

5.2.1 Análise em Componentes Principais aplicada aos dias CLI

A aplicação da técnica ACP para a componente zonal do vento da série temporal dos dias CLI resultou na obtenção de 3 fatores comuns para os trimestres DJF, JJA e SON que explicaram aproximadamente 94%, 91% e 92% da variância total dos dados respectivamente, e, de 2 para o trimestre MAM, que explicou cerca de 89% da variância total dos dados (Tabela 2). A retenção dos fatores obteve-se segundo o critério matemático de Kaiser, que trunca os fatores acima da unidade (GARAYALDE et al., 1986). Para todos os trimestres o teste de KMO indicou valores acima de 0,75 e o teste de esfericidade de Bartlett para o nível de 95% ($< 0,05$), validando a utilização da ACP para o conjunto de dados (CORRAR et al, 2007).

Tabela 2: Porcentagens da variância explicada e acumulada das componentes associadas aos dias CLI da componente zonal do vento para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

Componente	Cargas não rotacionadas		Cargas rotacionadas	
	% de Variância	% Acumulada	% de Variância	% Acumulada
<u>DJF</u>				
Fator 1	63,293	63,293	43,630	43,630
Fator 2	23,750	87,043	28,373	72,002
Fator 3	7,386	94,429	22,426	94,429
⋮				
<u>MAM</u>				
Fator 1	70,963	70,963	61,438	61,438
Fator 2	18,283	89,246	27,808	89,246
⋮				
<u>JJA</u>				
Fator 1	65,407	65,407	34,771	34,771
Fator 2	17,591	82,997	30,115	64,886
Fator 3	7,746	90,743	25,857	90,743
⋮				
<u>SON</u>				
Fator 1	63,033	63,033	42,360	42,360
Fator 2	21,882	84,915	26,333	68,692
Fator 3	7,120	92,035	23,343	92,035
⋮				

Tabela 3: Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 2000 a 2015.

Ocorrências de El Niño	Ocorrências de La Niña
2002	2000-2001
2004-2005	2008
2009-2010	2011-2012
2015-2016	

Fonte: Adaptado de Costa e Blanco, 2018.

Tabela 4: Ocorrência do Padrão Dipolo do Atlântico Tropical durante o período de 2000 a 2015.

Dipolo positivo	Dipolo negativo
2001	2000
2004-2006	2002-2003
2010	2008-2009
2012-2013	
2015	

Fonte: Adaptado de Costa e Blanco, 2018.

5.2.1.1 ACP aplicada ao trimestre DJF

A Figura 19 ilustra o padrão temporal do trimestre DJF para os dias CLI. O primeiro fator comum, que explica 43,63% da variabilidade total dos dados, apresentou correlações superiores a 0,8 entre os níveis de 1000 a 850 hPa, estando, possivelmente, associado à intensificação do JBN, concordando com resultados encontrados por (ALCÂNTARA et al., 2011, 2014; OLIVEIRA et al., 2016), onde foi mostrado um aumento na intensidade componente zonal do vento, o qual define o JBN. Este resultado indica que os processos físicos associados ao fator 1, tem maior importância perante aos demais, por apresentar maior contribuição nos processos de formação do JBN, os quais estão restritos aos níveis mais baixos da atmosfera, onde ocorre o maior cisalhamento do vento. O segundo fator (Figura 19) que explica 28,37 % da variância total dos dados, tem correlações mais elevadas superiores 0,7 entre os níveis de 800 e 700 hPa, indicando justamente a região onde ocorrem os processos físicos, de máxima intensidade da componente zonal, definindo o JBN e configuração em relação à sua profundidade, como observado nos perfis médios do vento zonal para DJF (Figura 10A). O terceiro fator que explica 22,4% da variância total dos dados, tem maiores correlações da ordem

de 0,7 a partir do nível de 650 hPa, estando associado à camada que define a melhor configuração do JBN, porém de menor importância na formação dos mesmos.

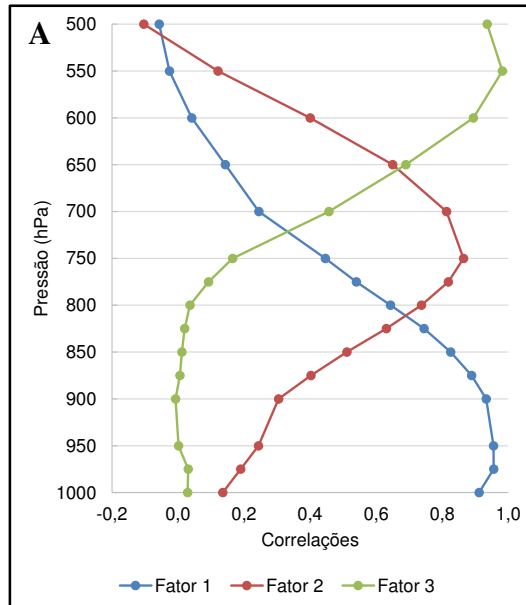


Figura 19: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias CLI para o trimestre DJF.

A Figura 20A ilustra a variabilidade anual do comportamento da componente zonal do vento, associada às contribuições temporais do primeiro fator comum em Belém. Observam-se máximos superiores a 2,0 nos anos 2000, 2001, 2004, 2005 e 2006, que apresentaram frequência de LI em torno e acima da média de casos anuais (Figura 7). A análise temporal também mostrou que os maiores picos de contribuições negativas ocorreram nos anos de 2010, 2011 e 2016 (oscilação de casos de LI em torno da média). A distribuição dos escores temporais do primeiro fator não apresenta um padrão bem definido em relação às variabilidades climáticas nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical, como observado nas Tabelas 3 e 4. Portanto, é sugerido que este fator pode estar associado a sistemas sazonais que atuam neste trimestre configurando o escoamento do vento próximo à superfície, como por exemplo, a intensificação dos ANE, presença do JBNAS e da ZCAS (MARENGO et al., 2004; NASCIMENTO et al., 2016; OLIVEIRA et al., 2018; SILVA et al., 2019).

A variação anual dos escores do Fator 2 (Figura 20B), mostra grandes contribuições positivas e negativas em praticamente todos os anos analisados, mas destaca-se os anos de 2007, 2009 e 2012 com baixas correlações positivas e negativas (LI abaixo da média anual). Dessa forma, os resultados evidenciam que a intensidade e profundidade do JBN neste trimestre não aparenta ocorrer em resposta às variabilidades climáticas nos oceanos Pacífico e Atlântico

Tropical. A série anual dos escores para o fator 3 (Figura 20C) mostra, também, grande variação das contribuições positivas e negativas em todos os anos. Contudo, destaca-se que os anos de 2002, 2005 e 2010 as grandes contribuições positivas deste fator se opõem com pequenas contribuições negativas, e nos anos de 2001 e 2007, o inverso ocorre. Esses anos apresentam grande variabilidade de casos de LI (Figura 7), portanto, não é verificado um padrão em relação as contribuições de F3 com a frequência de LI.

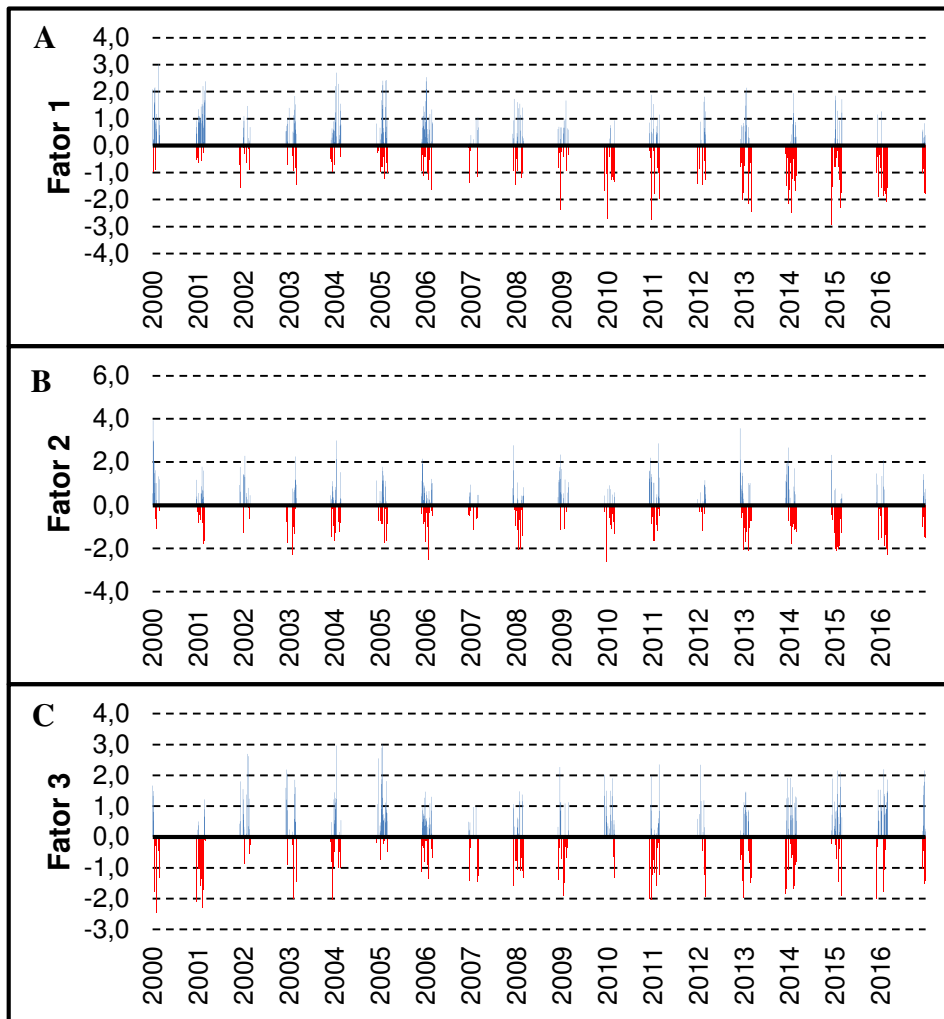


Figura 20: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias CLI para o trimestre DJF, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.

A Figura 21 representa os perfis verticais da componente zonal e meridional do vento, em m/s, e a distribuição espacial da umidade específica, em g/kg, e escoamento do vento, em m/s, para a média dos dias com as maiores contribuições positivas e negativas associada ao primeiro fator comum para os dias CLI do trimestre DJF. O perfil vertical da componente zonal do vento para a média dos dias com maiores contribuições positivas associadas ao primeiro

fator (Figura 21A) indica que a maior variabilidade do vento é explicada pela camada mais próxima à superfície, onde é observado um aumento na intensidade do vento de -1 m/s no nível de 1000 hPa para cerca de -6 m/s em 825 hPa. Para a média das maiores contribuições negativas (F1-), a intensidade do vento zonal aumenta de -6 m/s para aproximadamente 13 m/s. Por meio da distribuição espacial da umidade específica e escoamento do vento no nível de 925 hPa (Figura 21C), percebe-se que a ASAN (ASAS) apresenta-se pouco mais (menos) intensa e extensa em F1+ (F-).

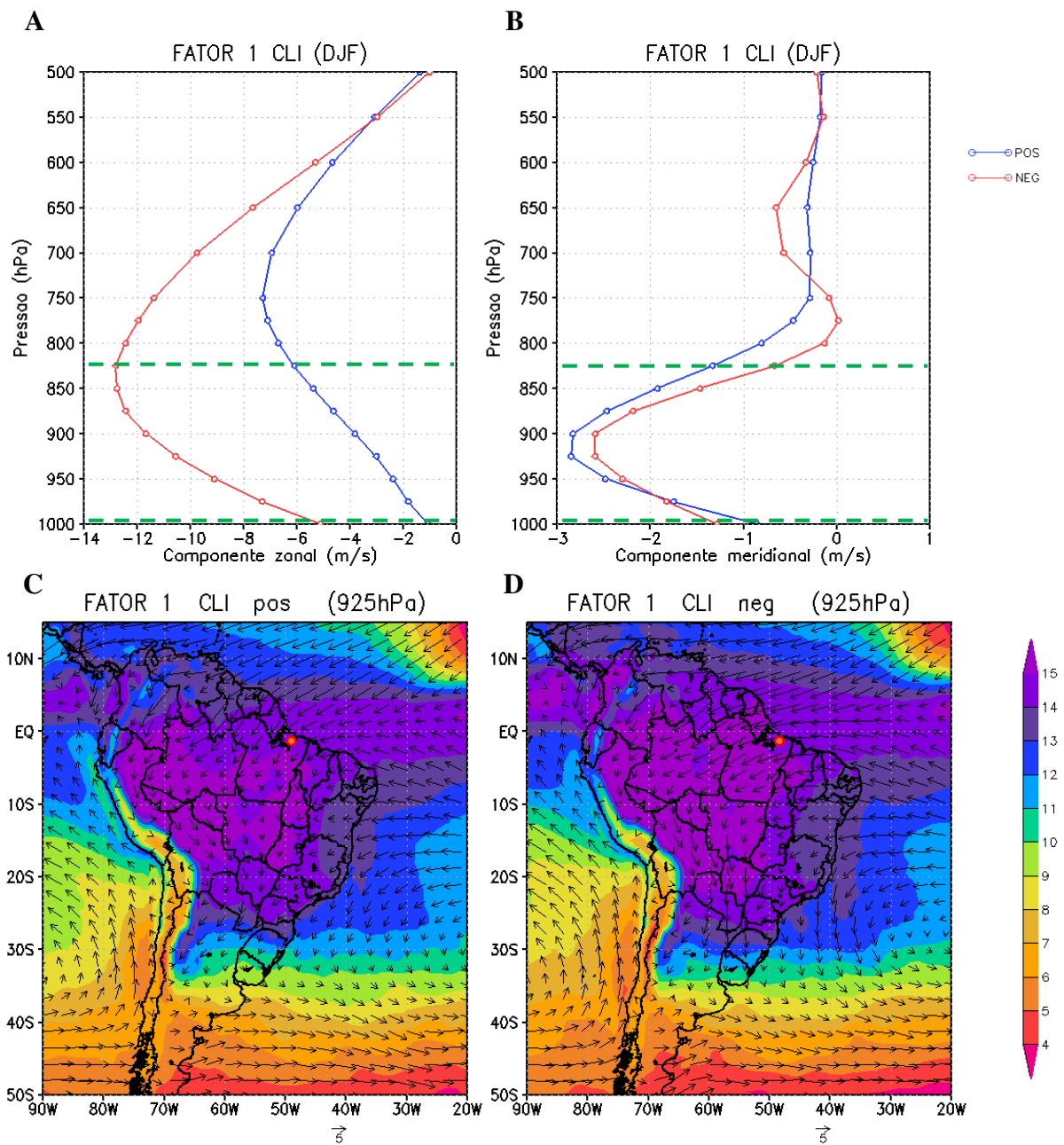


Figura 21: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da ACP aplicada aos dias CLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

Esta configuração ocasiona em ventos ANE mais intensos e adentrando perpendicularmente à costa norte da América do Sul em F1+ e em vento predominantemente zonal em F1-, o que pode ser observado pela maior intensidade no perfil do vento zonal observada nas contribuições negativas. Portanto, estes resultados sugerem que no trimestre DJF, o ambiente preferencial para formação das LI é composto por um cisalhamento moderado na camada mais próxima à superfície, estando associado às características de grande escala por meio da intensificação (enfraquecimento) da ASAN (ASAS) e, conseqüentemente, intensificação dos ANE em toda a faixa equatorial.

Anselmo et al. (2020) investigando as características de grande escala associadas à convecção organizada na Amazônia no trimestre MAM, observaram que o JBNAS é mais intenso e mais profundo próximo à costa durante os dias com convecção mais ativa, atuante também nos trimestres DJF e SON, sugerindo que o fluxo de umidade é mais forte para o interior do continente. Além disso, os autores mostraram que o JBNAS impacta diretamente os ventos de baixos níveis, e que o aumento da viscosidade turbulenta no período da tarde devido o desenvolvimento da Camada Limite Convectiva diurna gera um período de interrupção do JBNAS, o tornando inexistente ou muito fraco neste período.

Logo, essas características corroboram com as análises dos perfis e campos espaciais médios da seção anterior, onde foi observado que, nos dias CLI, a ASAN e ANE se apresentam com maior intensidade, portanto, a ZCIT atua mais ao sul de sua posição climatológica (VIANELLO e ALVES, 1991; LOPES, 2017). Nos estudos realizados por Machado et al. (2014) e Adans et al. (2015), foi mostrado que nos dias com convecção ativa na Amazônia os ventos de baixos níveis são levemente mais fortes do que nos dias com convecção fraca, potencializando então a advecção de umidade para o interior da Amazônia. Os autores sugeriram, ainda, que esse maior transporte de umidade está associado à brisa marítima.

O campo de umidade específica de F1+ e F1- (Figura 21C e 21D) mostra grande teor de umidade sobre o continente, especialmente na faixa equatorial, associado a ZCIT, e nas regiões Norte e Centro-oeste do Brasil e a leste dos Andes. Esse teor de umidade ocupa uma maior extensão em F1-, podendo estar associado aos ventos mais intensos do setor oeste da ASAS, que transporta a umidade do oceano Atlântico Tropical Sul para a parte leste dos Andes e, conseqüentemente, atua intensificando os JBNAS (MARENGO et al., 2004, NASCIMENTO et al., 2016) e, também, pode estar associado à maior frequência da ZCAS (NOGUÉS-PEAGLE; MO, 1997). Portanto, nota-se que o teor de umidade em F1+ (Figura 21C) pode ser responsável pela formação do dipolo de umidade, semelhante ao observado na Figura 15, característica que auxilia a formação de LI.

Em relação ao perfil vertical da componente meridional do vento (Figura 21B) foi observado comportamento semelhante entre F1+ e F1-, com um máximo negativo de intensidade de -3,0 e -2,5 m/s, respectivamente. Entretanto, apesar dos perfis apresentarem comportamento semelhantes, se observa maior intensidade do máximo negativo no perfil de F1+, possivelmente, estando associado a uma intensificação das circulações de brisa, auxiliando a convecção diurna na região (GARREAD e WALLACE, 1997; BURLEYSON et al., 2016; ANSELMO et al., 2020).

As Figuras 22A e 22B ilustram os perfis verticais da componente zonal e meridional do vento, em m/s, e a distribuição espacial da umidade específica, em g/kg, e escoamento do vento, em m/s, para a média dos dias com as maiores contribuições positivas e negativas associada ao segundo fator comum para os dias CLI do trimestre DJF. A camada que contém as maiores correlações deste fator (800-700 hPa) é caracterizada por um decréscimo na intensidade do vento zonal em F2+, variando de -5 m/s a -3 m/s (Figura 22A), e o perfil da componente meridional contém um máximo positivo de direção sul e intensidade próxima a 1 m/s (Figura 22B).

Por meio da distribuição espacial da umidade específica e escoamento do vento no nível de 700 hPa (Figura 22C), é observado que a variabilidade de grande escala explicada pelo F2+ é caracterizada, também, pela intensificação (enfraquecimento) da ASAN (ASAS), identificada por meio da região de baixa umidade específica em torno da latitude de 10° N e na porção do oceano Atlântico Subtropical Sul. Observa-se, ainda, maior teor de umidade associada a ZCIT se estendendo por toda faixa equatorial e se unindo a umidade associada a floresta amazônica. Essa umidade se estende de forma mais uniforme sobre as regiões N, NE, CO e SE, devido, possivelmente, aos ASE menos intensos. Oliveira e Oyama (2015) encontraram uma região mais úmida e com maior (menor) extensão sobre a costa norte do Brasil para a categoria de LI (nLI), em comparação com a média mensal do mês de julho. Além disso, os autores identificaram que a região com baixa umidade associada à Alta subtropical possui maior extensão para os casos de LI e nLI do que a média mensal.

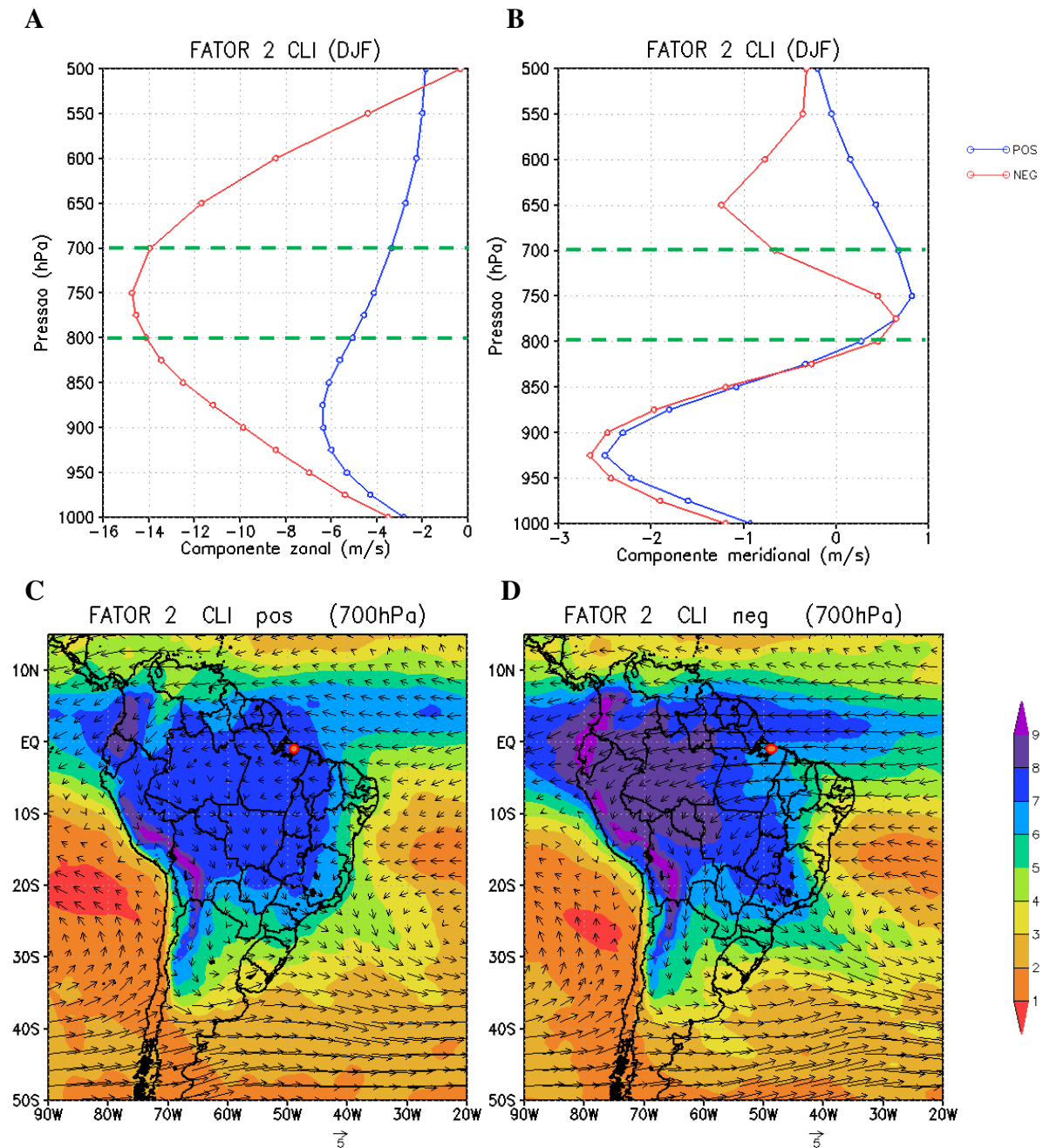


Figura 22: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da ACP aplicada aos dias CLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

O perfil vertical médio das contribuições positivas do terceiro fator (F3+) apresenta ventos de oeste no perfil da componente zonal do vento (Figura 23A) e ventos de sul para a componente meridional (Figura 23B), possivelmente, devido ao enfraquecimento da ASAS, como também foi observado em F1+ e F2+. Essa característica implica que a variabilidade existente no ambiente de formação das LI na camada entre 600 e 500 hPa é explicada por meio

de um transporte da umidade associada à floresta Amazônica para a costa norte da América do Sul, podendo então, ser responsável pelo maior aporte de umidade observada nessa região. Oliveira e Oyama (2019), por meio de simulações numéricas, indicaram que o conteúdo de umidade presente na camada 850-500 hPa é responsável pela transição da convecção rasa para profunda, de modo que maior conteúdo de umidade originou eventos de LI mais intensos no Centro de Lançamento de Alcântara e vice-versa.

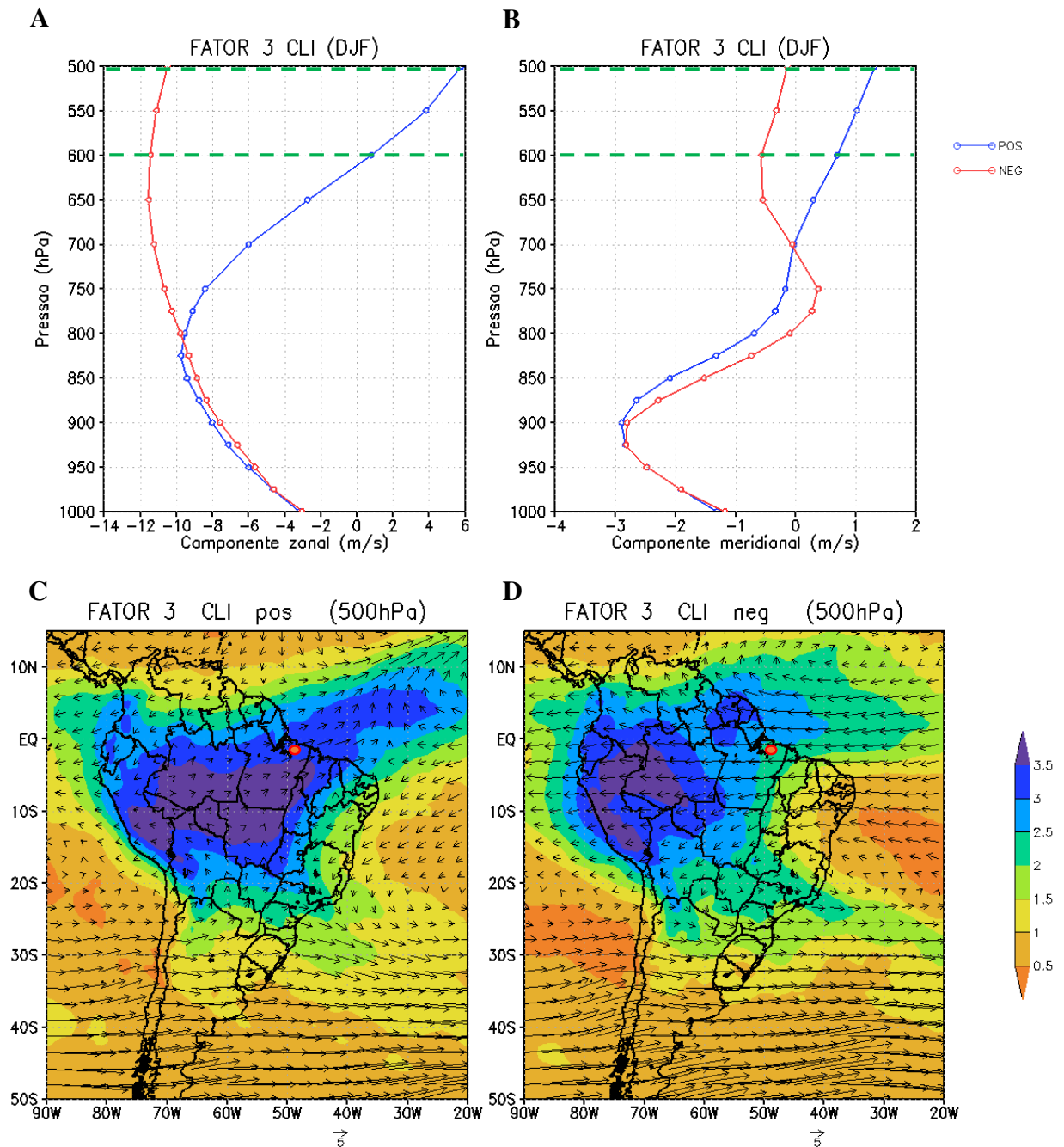


Figura 23: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da ACP aplicada aos dias CLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

5.2.1.2. ACP aplicada ao trimestre MAM

Para o trimestre MAM (Figura 24) foram retidos os dois primeiros fatores comuns, que explicaram 89,2% da variância total dos dados. O primeiro fator que explica 61,4 % da variância apresenta correlações superiores a 0,8 entre os níveis de 1000 a 750 hPa, indicando que os processos ocorrem nestes níveis com importância relevante. O alto percentual deste fator mostra variabilidade do ambiente associado aos dias CLI em MAM, assim como foi observado no trimestre DJF, enfatizando os níveis mais baixos da atmosfera, os quais estão associados à intensidade do JBN e cisalhamento do vento. Logo são fatores que modulam a formação, manutenção e propagação das LI. O segundo fator que explicou 27,8% variância apresenta correlações superiores a 0,8 acima do nível de 650 hPa (Figura 24). Os processos que ocorrem acima do nível observado do JBN neste trimestre, em média apresenta intensidade aproximadamente constante (Figura 10A), tendo papel secundário no desenvolvimento das LI.

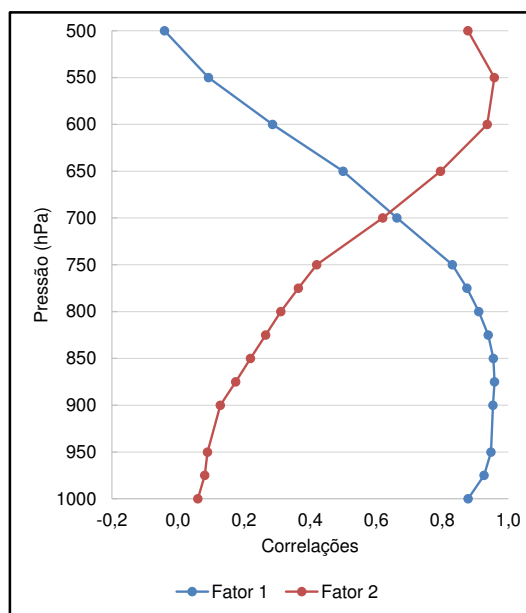


Figura 24: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias CLI para o trimestre MAM.

A variação anual dos escores (Figura 25A) mostra maiores contribuições positivas nos anos de 2000, 2003 e entre os anos de 2005 a 2011 e as maiores contribuições negativas são observadas, principalmente, entre os anos de 2013 e 2016. Esses resultados evidenciam possíveis relações deste primeiro fator com a variabilidade climática nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical (Tabelas 4 e 5), de forma que as características de grande escala que são estabelecidas na presença da fase negativa do Dipolo do Atlântico e eventos de El Niño

relacionam-se as contribuições positivas deste fator e, na presença da fase positiva do Dipolo do Atlântico e eventos de La Niña observa-se, preferencialmente, maiores contribuições negativas. A oscilação anual dos escores para o segundo fator (Figura 25B) apresenta, em geral, grandes contribuições positivas e negativas em todos os anos. Entretanto, destaca-se que os anos de 2002 e 2009 apresentaram as menores contribuições negativas, estando sob influência de um El Niño e fase negativa do Dipolo do Atlântico (Tabelas 4 e 5). As baixas contribuições positivas nos 2000 e 2012, indicam a influência de um evento La Niña. Neste trimestre é notório a atuação da ZCIT na região, provocando o aumento na convergência em baixos níveis, intensificação dos movimentos ascendentes e maior convergência de massa (KRISHNAMURTI et al., 2013).

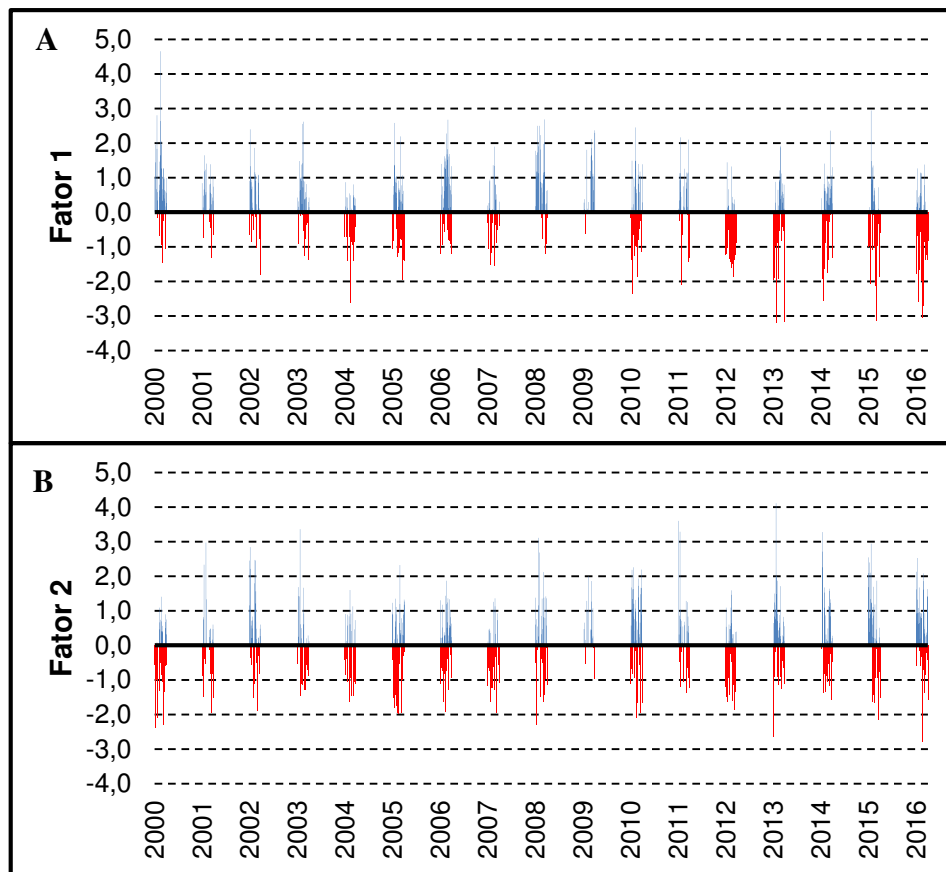


Figura 25: Escores temporais do primeiro (A) e segundo (B) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias CLI para o trimestre MAM, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.

A Figura 26A ilustra o perfil vertical da componente zonal do vento para a média das maiores contribuições positivas associadas ao primeiro fator (F1). A maior variabilidade do vento no trimestre MAM é explicada pela camada mais próxima à superfície, onde é observado um cisalhamento do vento, com intensidade aumentado com a altura quase linearmente de valor

inferior a -1 m/s no nível de 1000 hPa para superior a -4 m/s em 750 hPa. No perfil de F1- (Figura 26A) é observado o JBN bem definido com intensidade de -14 m/s. Portanto, sugere-se que o cisalhamento quase linear observado no perfil vertical em F1+, é um dos processos físicos responsáveis pela formação, manutenção e propagação das LI em MAM.

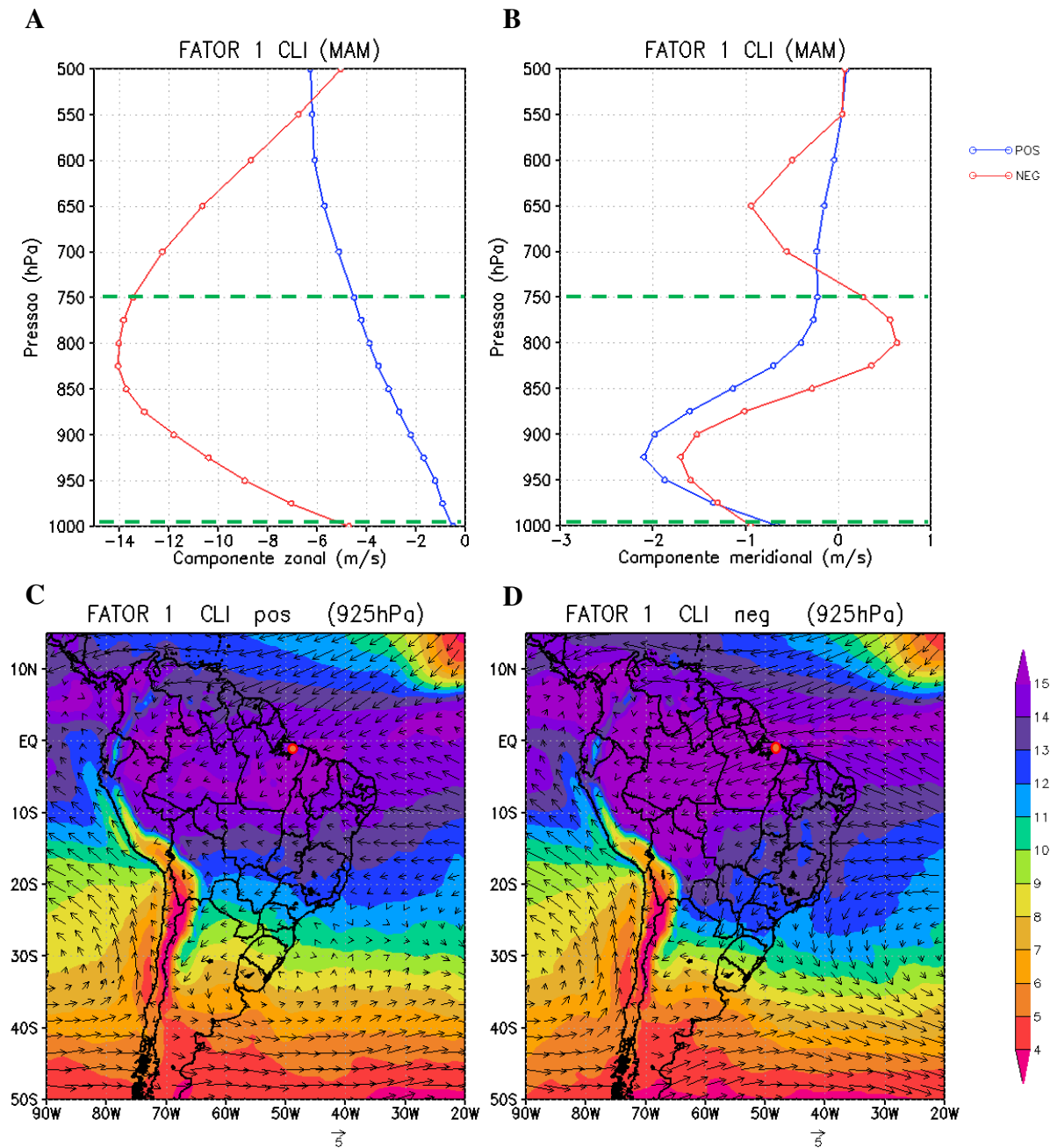


Figura 26: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre MAM. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

Através da análise da distribuição espacial da umidade específica e escoamento do vento no nível de 925 hPa (Figura 26C), é identificada a região de atuação da ZCIT por meio da faixa de maior teor de umidade e da região de confluência dos ventos alísios em torno da faixa equatorial. Desta forma, percebe-se que a ASAN (ASAS) apresenta-se pouco mais (menos) intensa e extensa em F1+ (F-), fazendo com que a ZCIT tenha um maior deslocamento para sul do equador em F1+, evidenciando, novamente, relações deste fator com a fase negativa do Dipolo do Atlântico, como observado na Figura 25A. Similarmente ao observado no trimestre DJF, verifica-se que o vento zonal mais intenso no nível de 925 hPa e adentrando perpendicularmente à costa norte da América do Sul é, possivelmente, o fator responsável pelo comportamento do cisalhamento observado nas camadas mais próximas à superfície, estando associado à intensificação dos ANE em toda a faixa equatorial.

Essa configuração corrobora com os resultados encontrados por Vianello e Alves (1991) e Lopes (2017) em relação a atuação da ZCIT mais ao sul do equador e a formação das LI amazônicas, uma vez que a ZCIT age fornecendo umidade e intensificando as correntes ascendentes dentro do ambiente de formação das LI. Portanto, sugere-se que a intensificação da componente meridional no nível de 925 hPa (Figura 26B), com deslocamento em sentido perpendicular à costa norte da América do Sul e, associados aos movimentos ascendentes e o maior aporte de umidade na região, compõe características do ambiente preferencial para a formação e propagação das LI no trimestre MAM, tendo em vista que neste trimestre é registrado maior frequência de LI1. Logo, essas características tem papel fundamental na formação de novas células convectivas, que mantêm a LI ativa por um maior período de tempo.

Na análise do segundo fator retido no trimestre MAM (Figura 27A) é observado na camada com maiores correlações um decréscimo na intensidade do vento zonal. Assim como observado em DJF para o terceiro fator, a menor intensidade da ASAS em F2+ acarreta, também, em um transporte de umidade da floresta Amazônica para as regiões costeiras, tendo em vista o teor de umidade e os ventos de sentido oeste da componente zonal do vento (Figura 27A) e ventos de sul para a componente meridional (Figura 27B). Pela configuração espacial no nível de 500 hPa (Figura 27C), observa-se, ainda, alto teor de umidade em toda faixa equatorial, possivelmente relacionado à maior convergência de massa associada à ZCIT. Portanto, o conjunto das características observadas nos dois fatores retidos no trimestre MAM, sugere que a maior variabilidade do ambiente de formação das LI é composta por um cisalhamento quase linear do vento zonal nos níveis mais próximos à superfície, pelo maior aporte de umidade na região costeira próxima a cidade de Belém-PA, os ventos em baixos níveis associados a ASAN são intensos (ANE) e adentram o continente em direção perpendicular à

costa, sendo portanto, responsável pela maior propagação das LI neste trimestre, e nos níveis mais elevados, o transporte de umidade da floresta amazônica para regiões costeiras tem papel secundário na formação das LI.

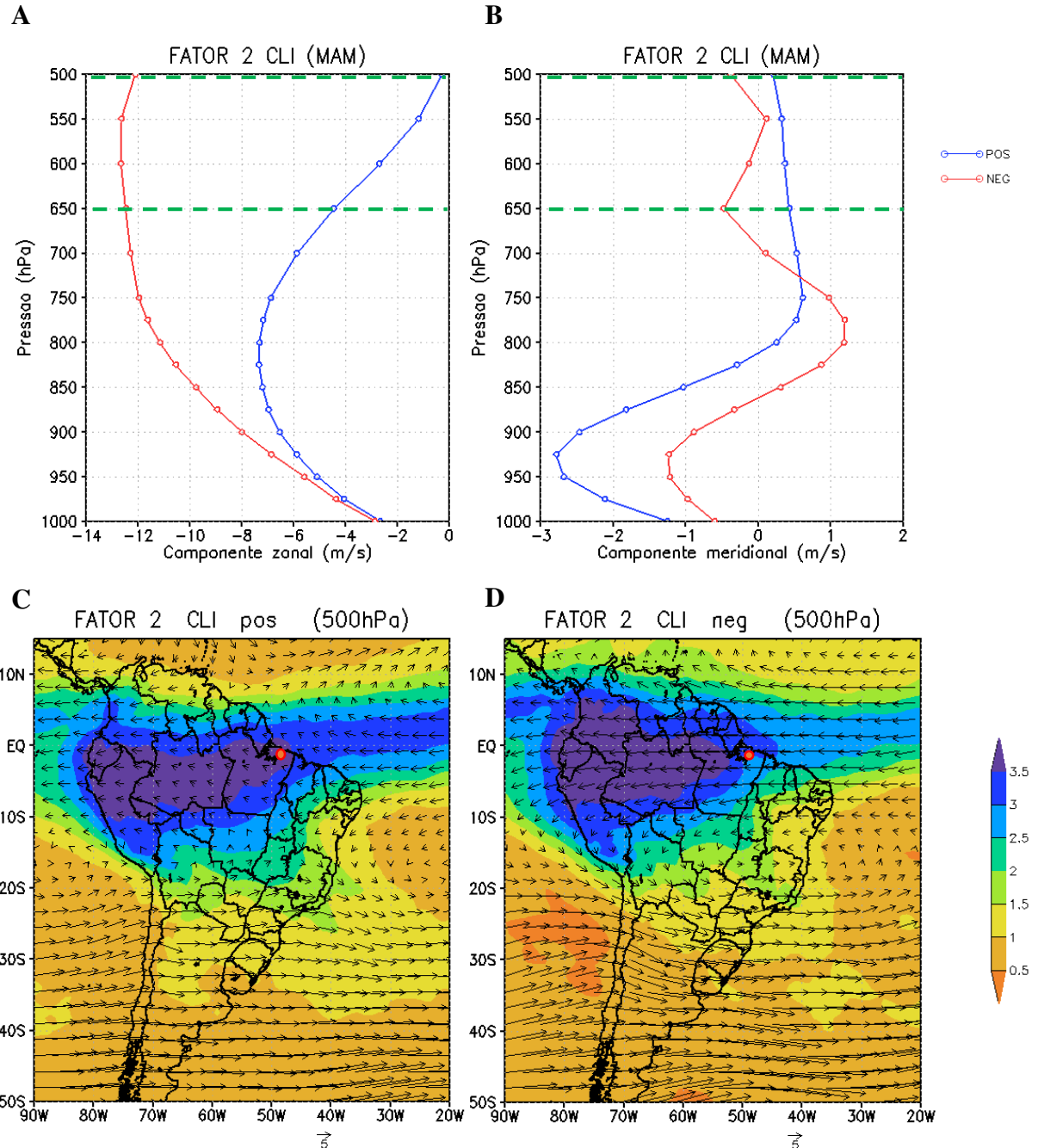


Figura 27: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre MAM. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

5.2.1.3. ACP aplicada ao trimestre JJA

No trimestre JJA (Figura 28), o primeiro fator apresenta correlações acima de 0,8 entre os níveis de 1000 e 875 hPa, estando associado ao cisalhamento do vento que ocorre nessa camada e à intensidade do JBN. O segundo fator comum apresenta correlações superiores a 0,6 entre os níveis de 875 a 700 hPa (Figura 28). Como foi exposto na seção anterior, os perfis médios da componente zonal do vento para este trimestre não apresentam um JBN bem definido, em resposta, possivelmente, às perturbações ocasionadas pela maior frequência de DOL (CHAN, 1990; NEVES et al., 2016) e também, pela ASAS mais intensa e próxima ao continente (ANDREOLI e KAYANO, 2007; NETO et al., 2021). Portanto, o Fator 2 está associado a formação do JBN em relação à sua profundidade (ou abertura do JBN). Para o terceiro fator é observado maiores correlações ($> 0,8$) acima do nível de 650 hPa (Figura 28), estando associado à variação do vento zonal, que neste trimestre mantém velocidades aproximadamente constantes nesta camada, o que torna o JBN menos definido.

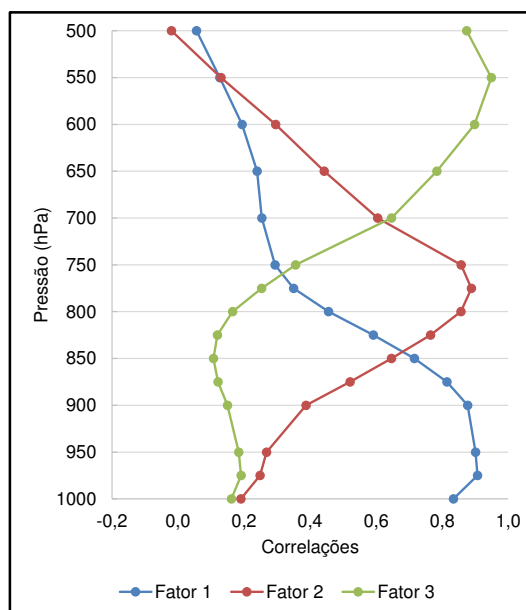


Figura 28: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias CLI para o trimestre JJA.

A Figura 29A ilustra a variabilidade temporal dos escores associados ao primeiro fator. Observa-se grande variação das contribuições positivas e negativas em todos os anos. Maiores contribuições positivas ($>2,0$) são observadas nos anos de 2000, 2006 e de 2011 a 2016 (exceto 2015). Destaca-se pequenas contribuições positivas ($< -2,0$) em 2007, 2010, 2013 e 2014. Nos demais anos oscilaram em valores negativos e positivos inferiores a 2. Para o fator 1, do trimestre JJA não foi possível identificar um padrão relacionado à variabilidade climática nos

oceanos Pacífico e Atlântico Tropical (Tabelas 4 e 5). Os escores temporais associados ao segundo fator (Figura 29B) mostra contribuições positivas mais elevadas >2 em 2001, 2005, 2006 2008, 2010, 2011 e 2016, período com predominância de evento El Niño e Dipolo negativo do Atlântico (Tabelas 4 e 5). As maiores contribuições negativas < 2 são observadas, especialmente, em anos com a fase positiva do Dipolo do Atlântico, entre 2004 a 2007 e 2011 (Tabela 5). Os escores associados ao terceiro fator apresentam grandes contribuições positivas e negativas em todos os anos analisados (Figura 29C), entretanto, é observado que entre os anos de 2004 a 2008 as contribuições positivas são mais expressivas >2 e, a partir do ano de 2012, as contribuições negativas ganham destaque (< -2).

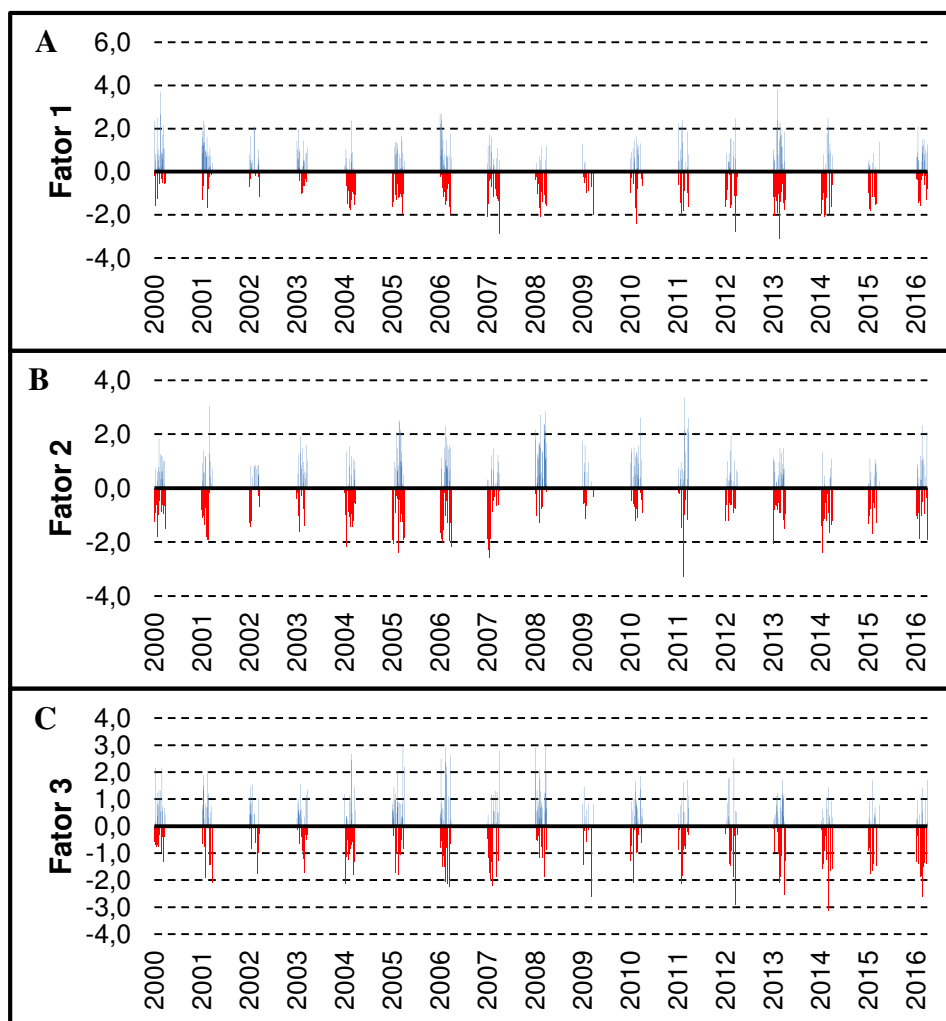


Figura 29: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias CLI para o trimestre segundo JJA, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.

A Figura 30 ilustra os perfis verticais da componente zonal e meridional do vento, em m/s, e a distribuição espacial da umidade específica, em g/kg, e escoamento do vento, em m/s, para a média dos dias com as maiores contribuições positivas e negativas associada ao primeiro

fator comum para os dias CLI em JJA. No perfil vertical da componente zonal para a média dos ventos para as maiores contribuições positivas associadas ao fator 1 (F1+) é observado um aumento na intensidade do vento de -1 m/s em 1000 hPa da ordem de -6 m/s em 850 hPa (Figura 30A). Para média das maiores contribuições negativas (F1-), a intensidade do vento zonal aumenta de -5 m/s para aproximadamente -11 m/s.

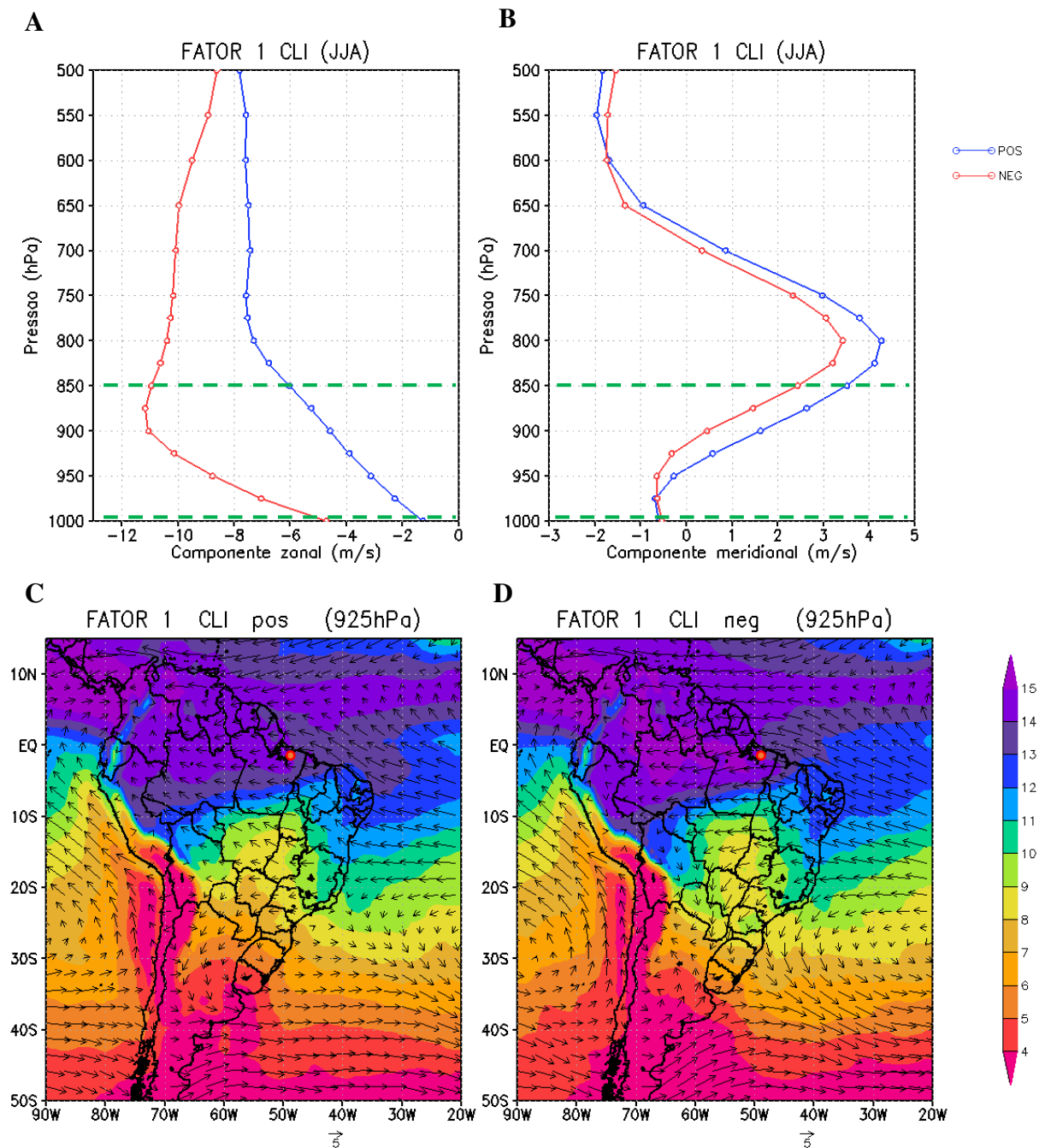


Figura 30: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

Na Figura 30, percebe-se, por meio da distribuição espacial da umidade específica e escoamento do vento no nível de 925 hPa (Figura 30C), uma área no oceano Atlântico Sul sob influência da ASAS, que neste trimestre se apresenta mais intensa e próxima ao continente. Esta configuração é um dos fatores responsáveis pelo deslocamento para norte da ZCIT, como mencionado por diversos autores (UVO, 1989; FIGUEROA e NOBRE, 1990; RAO e HADA, 1990; MELO et al., 2009), e observado nos campos espaciais por meio da faixa de maior teor de umidade e confluência dos ventos alísios em torno da latitude de 5° N. Como observado nas diferenças entre os grupos CLI e SLI da seção anterior (Figuras 16), foi sugerido que a ASAS mais intensa e próxima ao continente e as perturbações no campo do vento influenciada pela maior frequência de DOL, proporcionam maior instabilidade na costa norte da América do Sul, que podem ser responsáveis pela descaracterização do JBN neste trimestre. Essas suposições ficam evidenciadas por meio das características da variabilidade do vento associadas ao F1+.

O perfil vertical do segundo fator comum associado aos dias com as maiores contribuições positivas (F2+) apresenta uma camada de intensidade aproximadamente constante e ventos zonais de direção leste (Figura 31A), sendo evidenciado nos campos espaciais (Figura 31C), onde são observados ventos preferencialmente de leste em toda faixa equatorial nas regiões com maior teor de umidade específica em 700 hPa, evidencia-se ainda um padrão de dipolo entre a costa norte da América do Sul e oceano adjacente, com as porções centro-oeste, sudeste e sul do NEB. Esse padrão foi observado no campo de diferença para o trimestre JJA (Figura 16). Oliveira e Oyama (2015) notaram a presença de ar mais seco sobre a região sudeste do Brasil e Paraguai, associado, possivelmente, à presença da Estagnação de Massa de Ar Quente e Seco (EMAQS), que atua inibindo o avanço de sistemas frontais sobre a região central e sudeste do Brasil (SATYAMURTY, 2007; PADILHA, 2008). Segundo os autores, essa configuração age “aprisionando” a umidade na região tropical, uma vez que as massas de ar tropicais também sejam inibidas de avançar para as maiores latitudes, sendo então responsável pela maior disponibilidade de umidade para formação de LI no mês de julho no Centro de Lançamento de Alcântara.

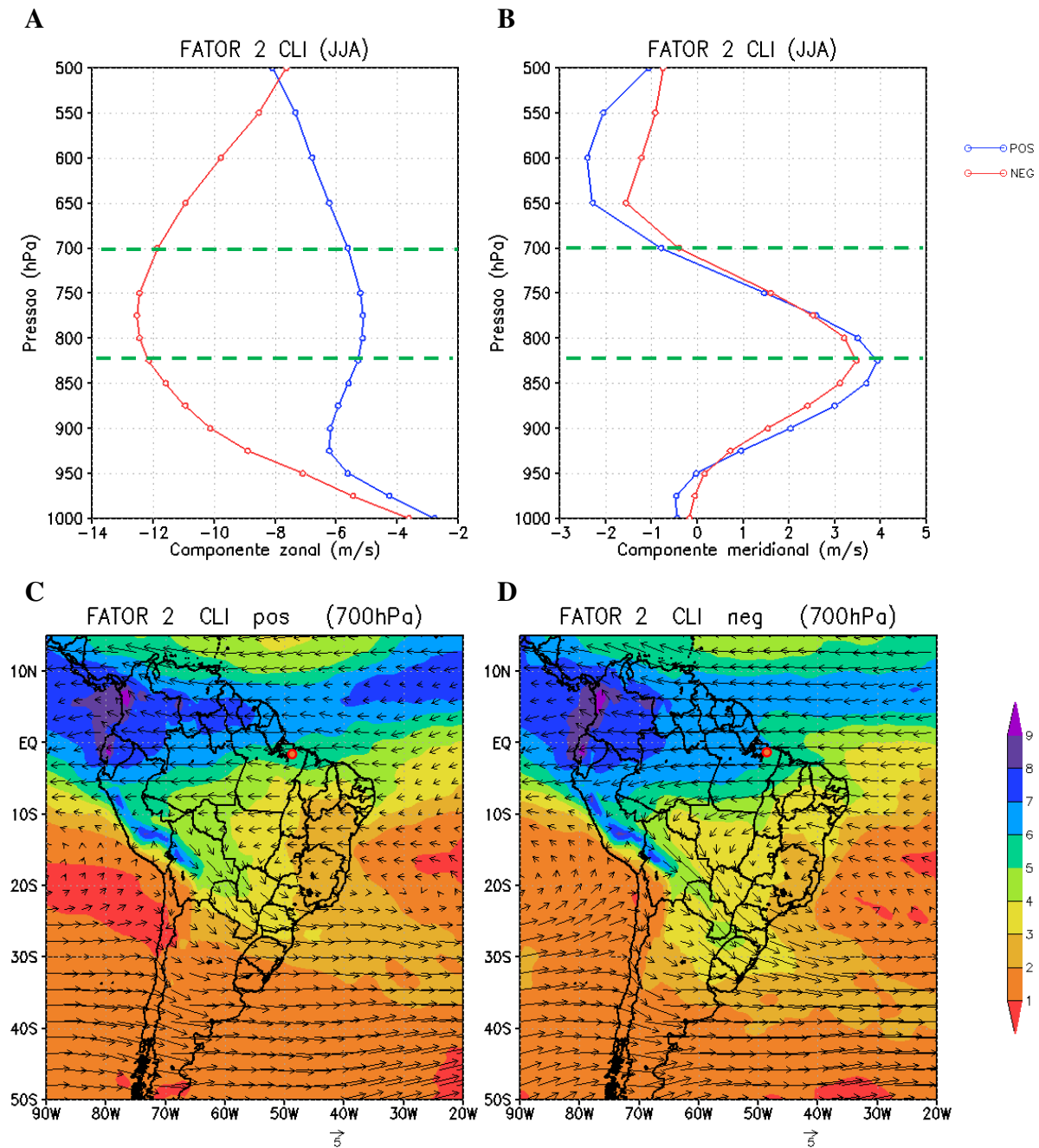


Figura 31: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

As características associadas ao terceiro fator retido no trimestre JJA (Figura 32A) mostra um pequeno decréscimo nos ventos zonais (ventos de leste) com pouca variação vertical de intensidade no perfil de F3+. Para F3- é observado um comportamento semelhante, entretanto, com ventos mais intensos e aumento com a altura. A componente meridional do vento (Figura 32B) apresenta ventos predominantes no sentido norte-sul, com comportamento

similar em F3+ e F3-. A análise dos campos espaciais do escoamento do vento e da umidade específica no nível de 500 hPa evidencia a presença da ZCIT em toda a região equatorial norte em alcance na Figura 32C. No extremo norte da costa da América do Sul é observado áreas com teor de umidade superiores a 2 g/kg, e em latitudes superiores a 5° S é observado extensas regiões com baixo conteúdo de umidade. Em F3- (Figura 32D) é observado a faixa de umidade com menos conteúdo em relação à F3+ e a convergência associada à ZCIT. Observa-se o predomínio de uma ampla circulação anticiclônica em grande parte do país, centrada na região CO do Brasil. Esta circulação gera movimentos descendentes, que inibem a formação de nebulosidade e contribui para elevação das temperaturas e baixos índices de umidade relativa do ar (MARENGO et al., 2011; REBOITA et al. 2012).

A partir das configurações analisadas dos fatores retidos para JJA, sugere-se que o ambiente favorável à formação das LI é composto por um aumento quase linear na intensidade do vento na camada mais próxima à superfície, sem a presença de JBN bem definido. Para nível 700 hPa neste trimestre, a segunda maior variabilidade do ambiente sinótico nos dias CLI está associado a um padrão de dipolo bem estabelecido, possivelmente seja um dos fatores responsável pela formação de LI no trimestre, como mencionado por Oliveira e Oyama (2015, 2019). Acima de 700 hPa o vento se mantém com intensidade aproximadamente constante. Esta configuração pode estar relacionada aos ventos zonais intensos associados à ASAS, bem como a atuação mais frequente dos DOL. Segundo Tai e Ogura (1987), os DOL aparecem com mais intensidade durante o período de atuação da ZCIT, apesar da mesma estar atuando mais ao norte do equador. Observa-se que a maior variabilidade do ambiente está associada à núcleos de maior teor de umidade na faixa de atuação ZCIT, estendendo-se por parte da costa norte da América do Sul. Logo, propõe-se que a umidade disponível para a formação das LI em JJA são oriundas, essencialmente, do ATS e da ZCIT, e não associada à floresta amazônica, como observado nos trimestres anteriores.

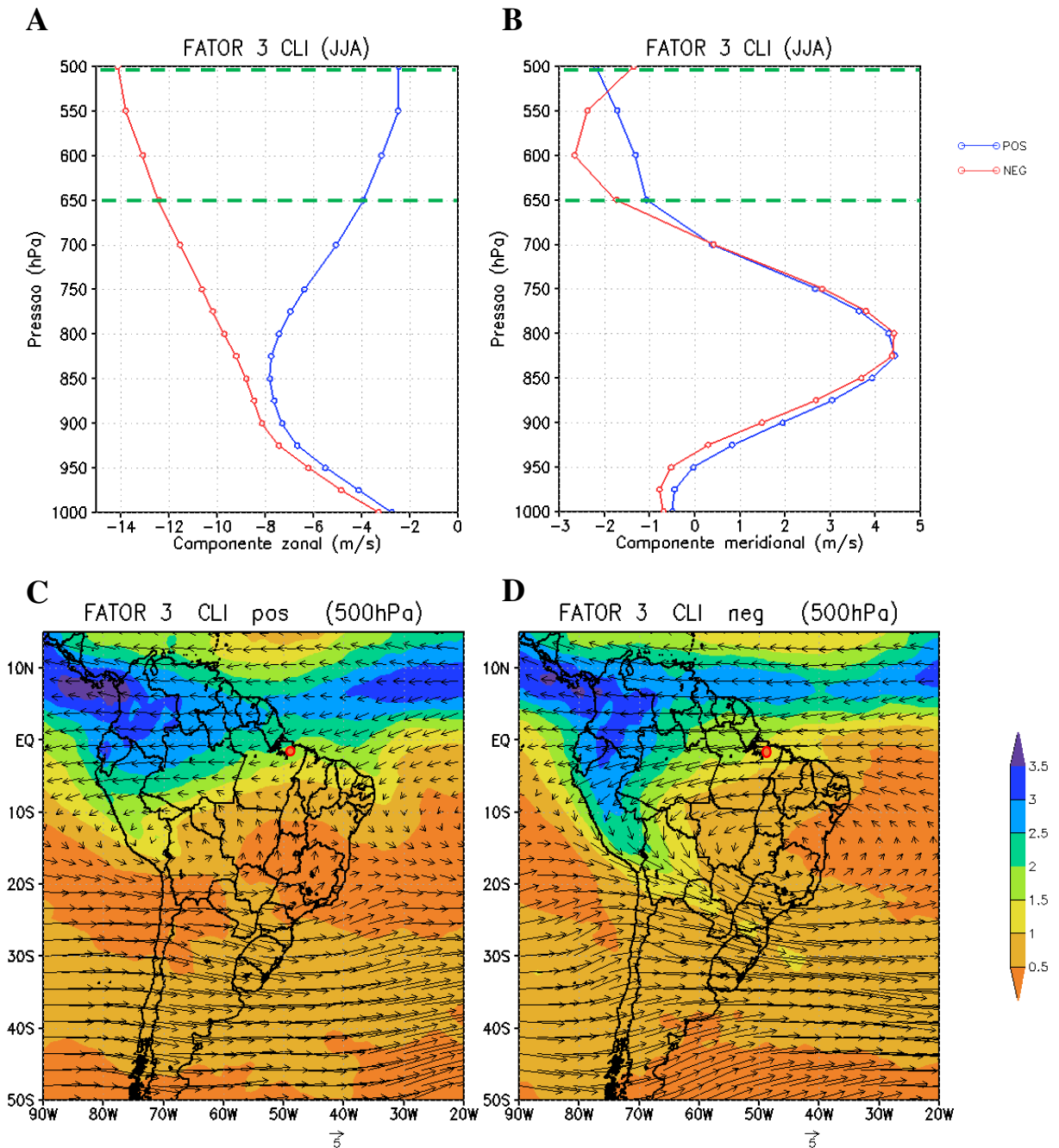


Figura 32: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

5.2.1.4. ACP aplicada ao trimestre SON

Em SON os três primeiros fatores explicaram 92,03 % da variância total dos dados. O padrão temporal dos três fatores retidos segundo critério de Kaiser é ilustrado na Figura 33. O primeiro fator que explicou 42,3 % da variância apresentou correções superiores a 0,8 entre

1000 a 850 hPa. Este fator explica a variabilidade do cisalhamento do vento zonal que ocorre na camada inferior ao nível preferencial de ocorrência da máxima intensidade do vento. O segundo fator com 26,3% da variância apresenta altas correlações ($> 0,8$) entre 800 e 700 hPa estando associado à intensidade do JBN. Já para o terceiro fator que explicou 23,34% da variância, as maiores correlações ($> 0,8$) são observadas acima do nível de 650 hPa, camada onde a intensidade do vento zonal decresce ligeiramente, tornando o JBN bem definido.

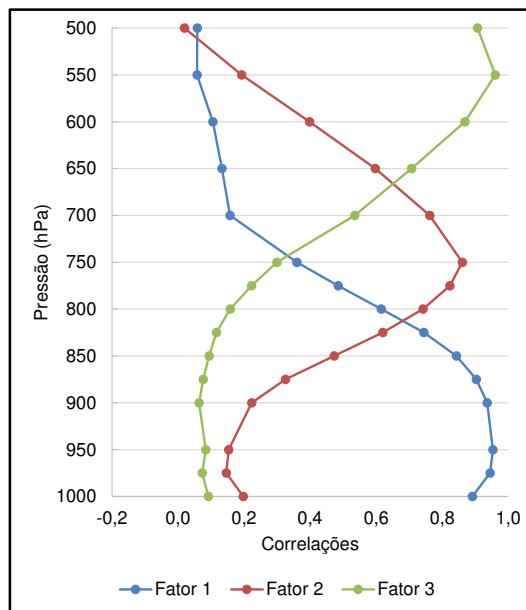


Figura 33: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias CLI para o trimestre SON.

A variabilidade dos escores temporais associados aos três fatores, são visualizados na Figuras 34 A, B e C. Como pode ser visto na Figura 34A, as maiores contribuições positivas ($> 2,0$), são observadas em 2001, 2008, 2010, 2012 e 2016. As contribuições negativas mais expressivas ($< -2,0$) ocorreram em 2006, 2008 e 2013. Para o Fator 2 as maiores contribuições positivas ocorreram nos anos 2009 a 2013 e em 2015 e, as negativas são observadas em 2008, 2013 e 2014. No Fator 3 as contribuições positivas mais elevadas ($> 3,0$) são destacadas em 2000, 2001, 2005 e 2013. As negativas ($> -2,0$) ocorrem em 2001, 2002, 2004 e 2012. Neste trimestre (SON) os fatores não evidenciaram relações com a variabilidade climática nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical.

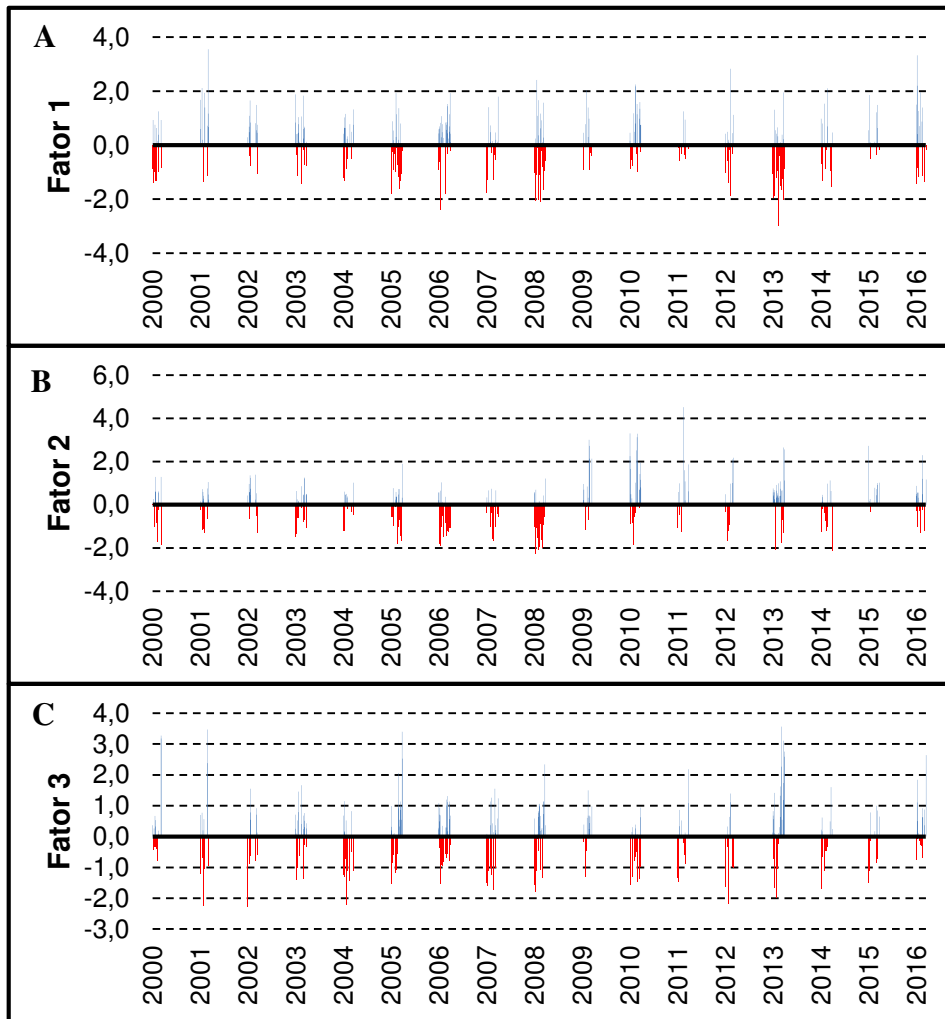


Figura 34: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias CLI para o trimestre SON, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.

Para o trimestre SON (Figura 35), observa-se que a maior variabilidade do ambiente de formação das LI amazônicas também é explicada pela camada mais próxima à superfície, tendo, portanto, alto grau de importância no ambiente de formação das LI. O perfil vertical da componente zonal do vento para a média das maiores contribuições positivas associadas ao primeiro fator (Figura 35A) mostra um aumento quase linear na intensidade, passando de -2 m/s em 1000 hPa para, aproximadamente, -6m/s no nível de 850 hPa. Em F1- é observado um JBN bem definido nesta camada. Em relação ao perfil da componente meridional (Figura 35B) foi verificado o máximo negativo de intensidade -3 m/s (-2 m/s) no perfil de F1+ (F1-). Ao analisar os campos espaciais do escoamento do vento e da umidade específica em 925 hPa associado às contribuições positivas (Figura 35C) observa-se núcleos de umidade superiores a 14 g/kg sobre os estados do Pará e Amazonas e sobre o SE e NEB observa-se regiões com umidade de até 13 g/kg. Essas regiões de maior teor de umidade se estendem por todo oceano

Atlântico Tropical, especialmente na porção do hemisfério norte. Nota-se que em F1+ essa unidade abrange maiores extensões do que observado em F1- (Figura 35D).

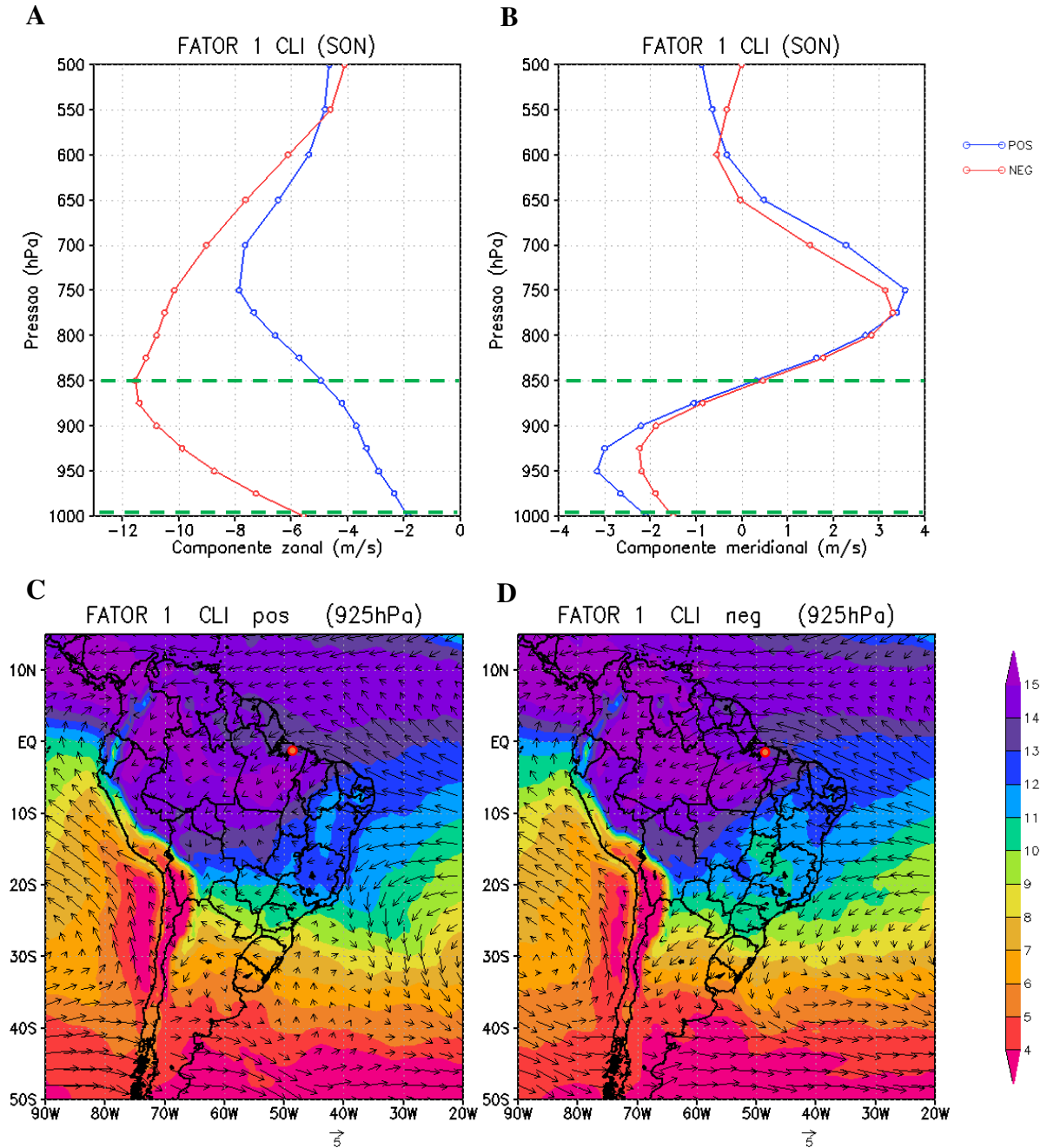


Figura 35: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

Em relação às configurações de grande escala associadas ao F1+ (Figura 35C) observa-se, ainda, uma região de circulação anticiclônica sobre o oceano Atlântico subtropical sul,

associada à atuação da ASAS intensificada e localizada próxima ao continente. Na costa norte da América do Sul, os ventos predominantes são advindos da ASAS (ASE), adentrando paralelamente à costa. Portanto, no trimestre seco, sugere-se que a umidade disponível para a formação de LI são provenientes do oceano Atlântico Sul, da convecção local e da floresta Amazônica. A menor frequência de LI observadas neste trimestre ocorre, possivelmente, devido o comportamento do vento na costa norte e a ausência do dipolo de umidade bem caracterizado entre a região norte e as regiões do sudeste centro-oeste do Brasil. Esses resultados corroboram com os evidenciados e discutidos por Oliveira e Oyama (2015 e 2019).

A camada representativa do segundo fator comum (Figura 36) contém intensidade aproximadamente constante no perfil vertical da componente zonal do vento, variando entre -3 e -4 m/s em F2+. O perfil associado às contribuições negativas apresenta um JBN com intensidade superior a -13 m/s (Figura 36A). A componente meridional do vento (Figura 36B) em F2+ apresenta pouca variação de intensidade com a altura, oscilando entre 0,6 e 1,0 m/s (ventos de sul), em F2- a intensidade do vento atinge um máximo positivo de 3,8 m/s.

Na análise dos campos espaciais da umidade específica e do escoamento do vento para F2+ em 700 hPa, o teor de umidade é superior a 5 g/kg em quase toda extensão da América do Sul, acima da latitude de 30° S (Figura 36C). Sobre parte das regiões N, CO e NEB há núcleos de umidade superiores a 7 g/kg. Também é observa-se umidade associada a atuação da ZCIT em torno da faixa de latitude de 10° N. Pelo escoamento do vento é possível verificar a presença da ASAS entre as longitudes de 20 e 30° W. Na faixa equatorial os ventos predominantes são de direção leste. Nos campos espaciais associados à média das maiores contribuições negativas visualiza-se áreas com baixo teor de umidade sobre parte da região NEB e na costa norte do Brasil (Figura 36D), devido a presença de uma circulação anticiclônica centrada sobre a região CO. E, que a ASPS se apresenta pouco mais intensa do que o observado em F2+.

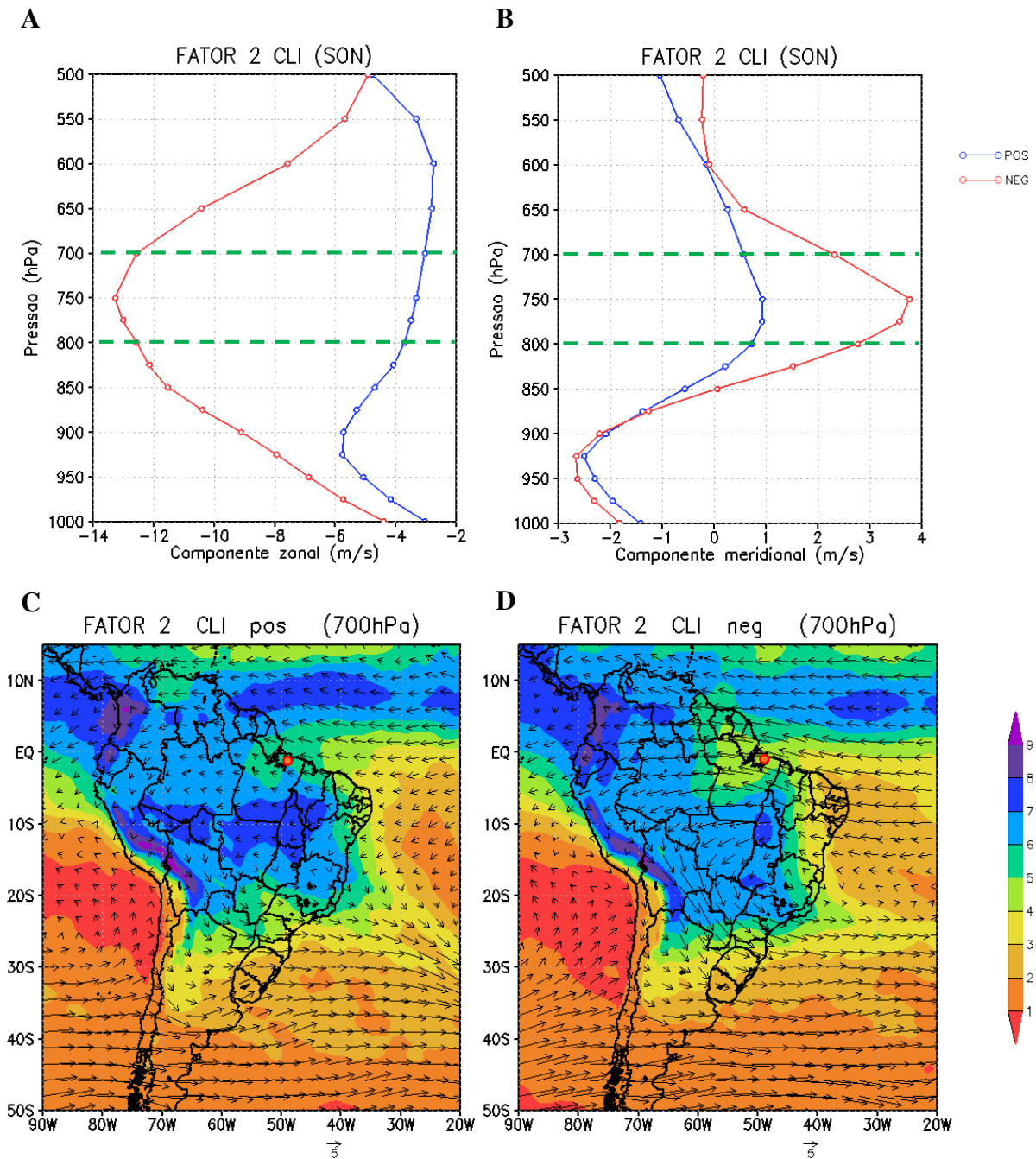


Figura 36: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

Para o terceiro fator comum do trimestre SON é observado ventos de oeste no perfil vertical da componente zonal associado a F3+ (Figura 37A) com intensidade de aproximadamente 2 m/s. No perfil de F3- é observado ventos intensos de leste atingindo valores superiores a -13 m/s. A componente meridional do vento (Figura 37B) apresenta valores negativos (ventos de norte) em ambos os perfis, diferindo apenas na intensidade. Na análise dos

campos espaciais no nível de 500 hPa (Figura 37C) é observado a faixa de umidade associada a ZCIT em torno da latitude de 10° N, essa umidade se une aos núcleos de umidade sobre a costa norte da América do Sul e da região NE do Brasil, com valores superiores a 3 g/kg, que estão associados, possivelmente, à umidade da floresta Amazônica e se estendem para o sul do NEB e região SE. Em F3+ o escoamento do vento se apresenta com menor intensidade do que observado em F3- (Figura 37D).

Os resultados obtidos a partir dos fatores e escores temporais sugerem que a configuração de grande escala associada à formação de LI no trimestre SON é formada pela umidade oriunda da ZCIT em associação com a umidade disponibilizada pela Floresta Amazônica. Segundo Santos e Reboita (2019), a umidade que é transportada do oceano Atlântico Tropical para a região Norte do Brasil, em conjunto com a evapotranspiração da floresta Amazônica, além de contribuir para a precipitação em tal região, é em parte transportada para o Sul e Sudeste do Brasil pelo JBNAS, devido aos ventos ANE que em meados da primavera austral começam a se intensificar e acabam transportando mais umidade da região Norte do Brasil (MARENGO et al, 2001; DURAN-QUESADA et al., 2012). Além disso, percebe-se uma faixa de umidade na direção noroeste-sudeste, estando, possivelmente, associada à atuação mais frequente da ZCAS neste trimestre, contribuindo em um menor grau de explicação do ambiente de formação de LI em SON. Os níveis mais baixos da atmosfera têm papel principal no desenvolvimento, manutenção, propagação e dissipação das LI em todos os trimestres, estando relacionados ao maior cisalhamento do vento nesta camada, bem como à intensidade do JBN, que são propostos como mecanismos dinâmicos fundamentais para a formação das LI amazônicas.

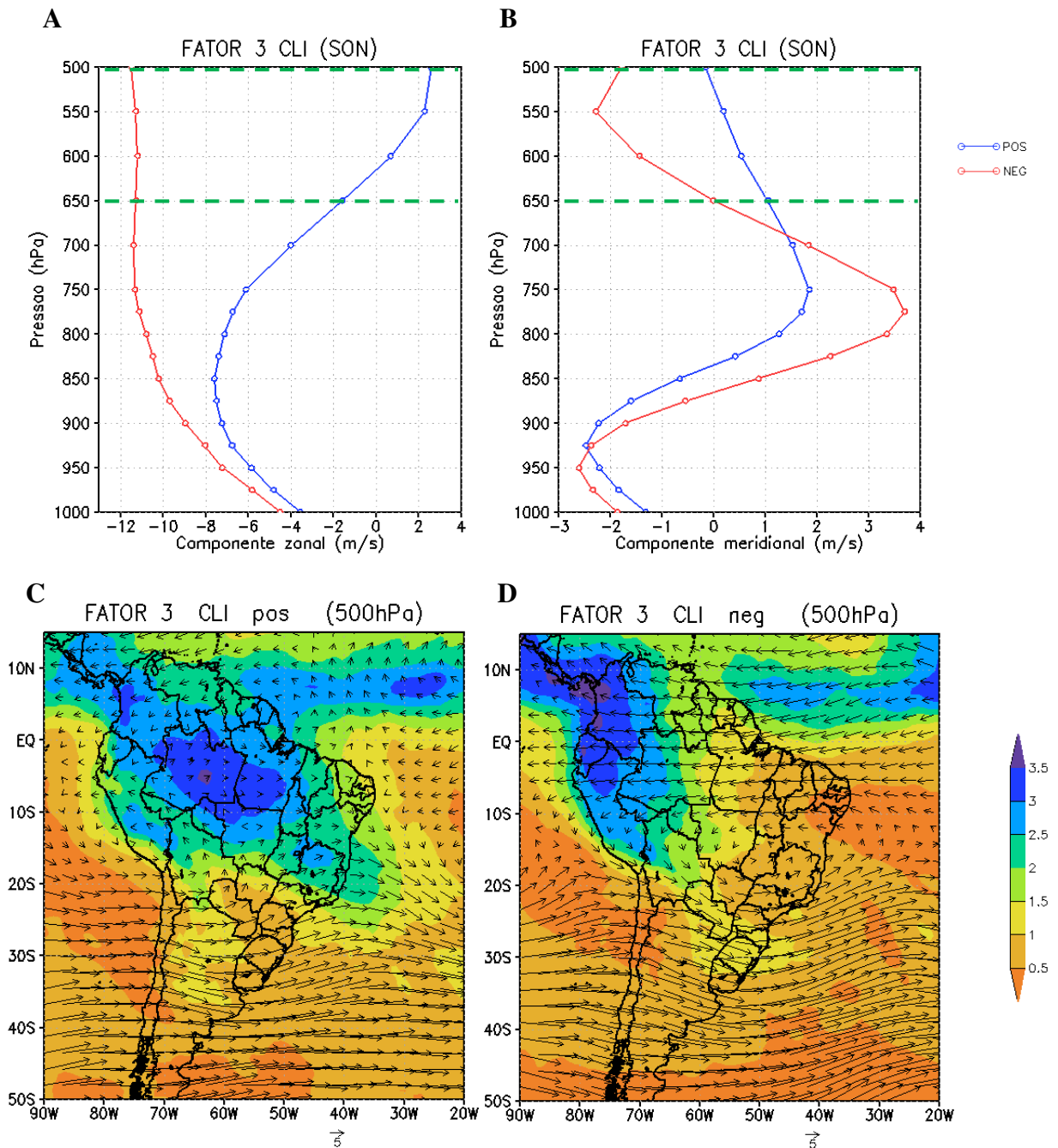


Figura 37: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da AF aplicada aos dias CLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA

5.2.2 Análise em Componentes Principais aplicada aos dias SLI

Para análise temporal dos dias SLI, adotou-se o mesmo procedimento para o grupo de dias CLI, ou seja, aplicou-se a ACP para componente zonal do vento. Foram obtidos 2 fatores comuns para os trimestres DJF e MAM, que explicaram, aproximadamente, 90% e 91% da

variância total dos dados, respectivamente. E para os trimestres JJA e SON obteve-se 3 fatores comuns que explicaram cerca de 90% e 92% da variância total dos dados, segundo critério matemático de Kaiser (GARAYALDE et al., 1986), conforme Tabela 5. Para todos os trimestres, o teste de KMO indicou valores acima de 0,75 e teste de esfericidade de Bartlett para o nível de 95% ($< 0,05$), validando a utilização da ACP para o conjunto de dados (CORRAR et al, 2007).

Tabela 5: Porcentagens da variância explicada e acumulada das componentes associadas aos dias SLI da componente zonal do vento para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

Componente	Cargas não rotacionadas		Cargas rotacionadas	
	% de Variância	% Acumulada	% de Variância	% Acumulada
<u>DJF</u>				
Fator 1	66,544	66,544	61,149	61,149
Fator 2	23,294	89,838	26,149	89,838
⋮				
<u>MAM</u>				
Fator 1	74,460	74,460	60,545	60,545
Fator 2	17,145	91,605	31,060	91,605
⋮				
<u>JJA</u>				
Fator 1	64,383	64,383	39,940	39,940
Fator 2	17,470	81,853	30,648	70,588
Fator 3	7,925	89,778	19,190	89,778
⋮				
<u>SON</u>				
Fator 1	62,221	62,221	43,600	43,600
Fator 2	23,173	85,393	24,758	68,358
Fator 3	6,778	92,171	23,813	92,171
⋮				

5.2.2.1. ACP aplicada ao trimestre DJF

A Figura 38 ilustra os padrões temporais dos 2 primeiros fatores comuns rotacionados que explicaram aproximadamente 90% da variância do total dos dados no trimestre de DJF com dias SLI. O fator 1 que explica 61,1% tem correlações superiores a 0,8 entre os níveis de 1000 a 750 hPa. Os escores temporais a associado a este fator 1 (Figura 39A), mostra que as maiores

contribuições (escores) positivas ($> 2,0$) se verificam de 2000 a 2002, 2004, 2007, 2009, 2011 e 2015 e, contribuições negativas ($> -2,0$) em 2010 e de 2014 a 2016. O padrão deste fator com correlações elevadas nestas camadas, está possivelmente associada a variabilidade do cisalhamento do vento zonal na camada mais próxima à superfície, indicando à intensificação do JBN. A distribuição dos escores temporais deste fator não apresenta um padrão bem definido em relação à variabilidade climática no oceano Pacífico, entretanto, evidencia que a variabilidade do oceano Atlântico Tropical na fase positiva do Dipolo do Atlântico, podendo ser responsável pelas oscilações dos escores positivos/ negativos no período. Sugerem-se que as flutuações apontadas pela ACP nesta camada, sejam investigadas com mais detalhes posteriormente.

O segundo fator comum com 26,1% da variância total de DJF, apresenta máximas correlações ($> 0,8$) a partir de 650 hPa (Figura 38). Pelos escores temporais associado ao fator 2 (Figura 39 B) observam-se grandes variabilidades, com contribuições positivas ($> 2,0$) em 2002, 2005, 2007, 2010, 2011 e de 2012 a 2015 e, negativas ($> -2,0$) em 2003, 2007, 20011 e de 2013 a 2016. Este segundo fator, não evidenciou nenhum padrão em relação às variabilidades dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical. Acima deste nível ocorre o decréscimo do vento zonal, que é responsável pela melhor definição do JBN.

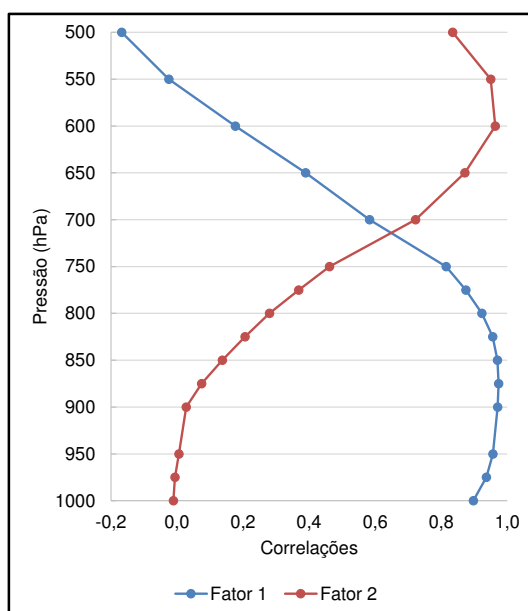


Figura 38: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias SLI para o trimestre DJF.

A Figura 39 ilustra a variabilidade temporal (escores) associadas aos dois fatores retido no trimestre DJF. Observa-se, para o Fator 1 (Figura 39A), que as maiores contribuições

(escores) positivas, superiores a 2, se verificam de 2000 a 2002, 2004, 2007, 2009, 2011 e 2015. E, contribuições negativas (> -2) em 2010 e de 2014 a 2016. A distribuição dos escores temporais do primeiro fator não apresenta um padrão bem definido em relação à variabilidade climática no oceano Pacífico, entretanto, evidencia que a variabilidade do oceano Atlântico Tropical na fase positiva do Dipolo do Atlântico, pode ser responsável pelas oscilações entre as contribuições positivas e negativas deste período. Essas flutuações apontadas pela ACP devem ser avaliadas detalhadamente para esta camada.

Com relação à distribuição temporal dos escores do Fator 2 (Figura 39B), foi observado grande variabilidade das contribuições positivas (> 2) nos anos de 2002, 2005, 2007, 2010, 2011 e de 2012 a 2015 e, negativas (> -2) em 2003, 2007, 2011 e de 2013 a 2016, as quais não evidenciam nenhum padrão em relação às variabilidades dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical.

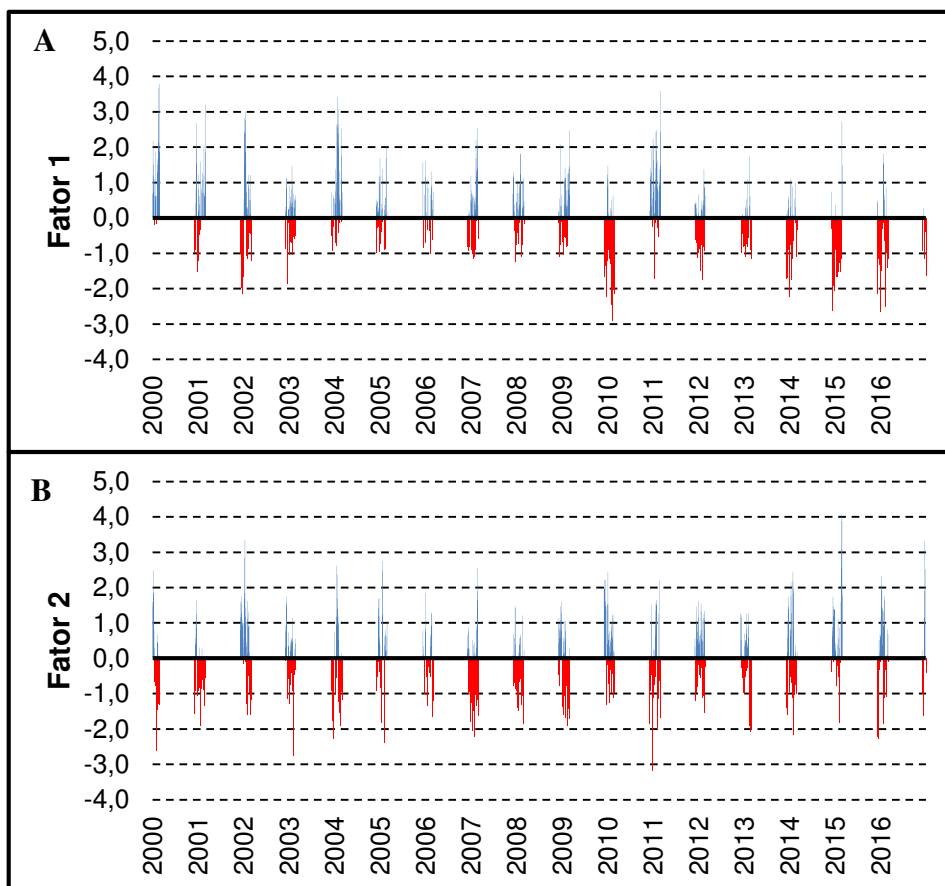


Figura 39: Escores temporais do primeiro (A) e segundo (B) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias SLI para o trimestre DJF, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.

A Figura 40 ilustra os perfis da componente zonal e meridional do vento e os campos espaciais da umidade específica e escoamento do vento para a média dos dias com as maiores

contribuições positivas e negativas associadas ao Fator 1. É observado que a maior variabilidade do ambiente sem a presença de LI é explicada pela camada entre 1000 e 750 hPa, onde verifica-se pouco cisalhamento do vento zonal, variando entre -1 e -2 m/s em F1+ (Figura 40A). No perfil associado a F1- é observado um JBN com intensidade de -16 m/s, aproximadamente. Para a componente meridional do vento, observa-se um máximo negativo com intensidade superior a -4 m/s em F1+ e para F1- verifica-se que há uma rotação do vento dentro da camada (Figura 40B). Por meio da distribuição espacial da umidade específica e escoamento do vento no nível de 925 hPa (Figura 40C), percebe-se a atuação da ASAN pouco mais intensa e extensa em F1+ do que o observado em F1-, sendo então responsável pela caracterização dos ventos ANE, que adentram perpendicularmente à costa norte da América do Sul. Neste trimestre, percebe-se a circulação anticiclônica associada a ASAS sobre o oceano ATS, atuando com maior intensidade sobre o continente. As configurações de grande escala observadas nos fatores com dias CLI evidenciaram que a intensificação (enfraquecimento) da ASAN (ASAS) e, conseqüentemente, intensificação dos ANE em toda a faixa equatorial é, possivelmente, associado ao ambiente de formação das LI, acordando com os resultados encontrados neste estudo, em relação à intensidade e posicionamento das Altas Subtropicais do Atlântico. Assim, a técnica utilizada no estudo, permitiu confirmar a dinâmica das LI na região.

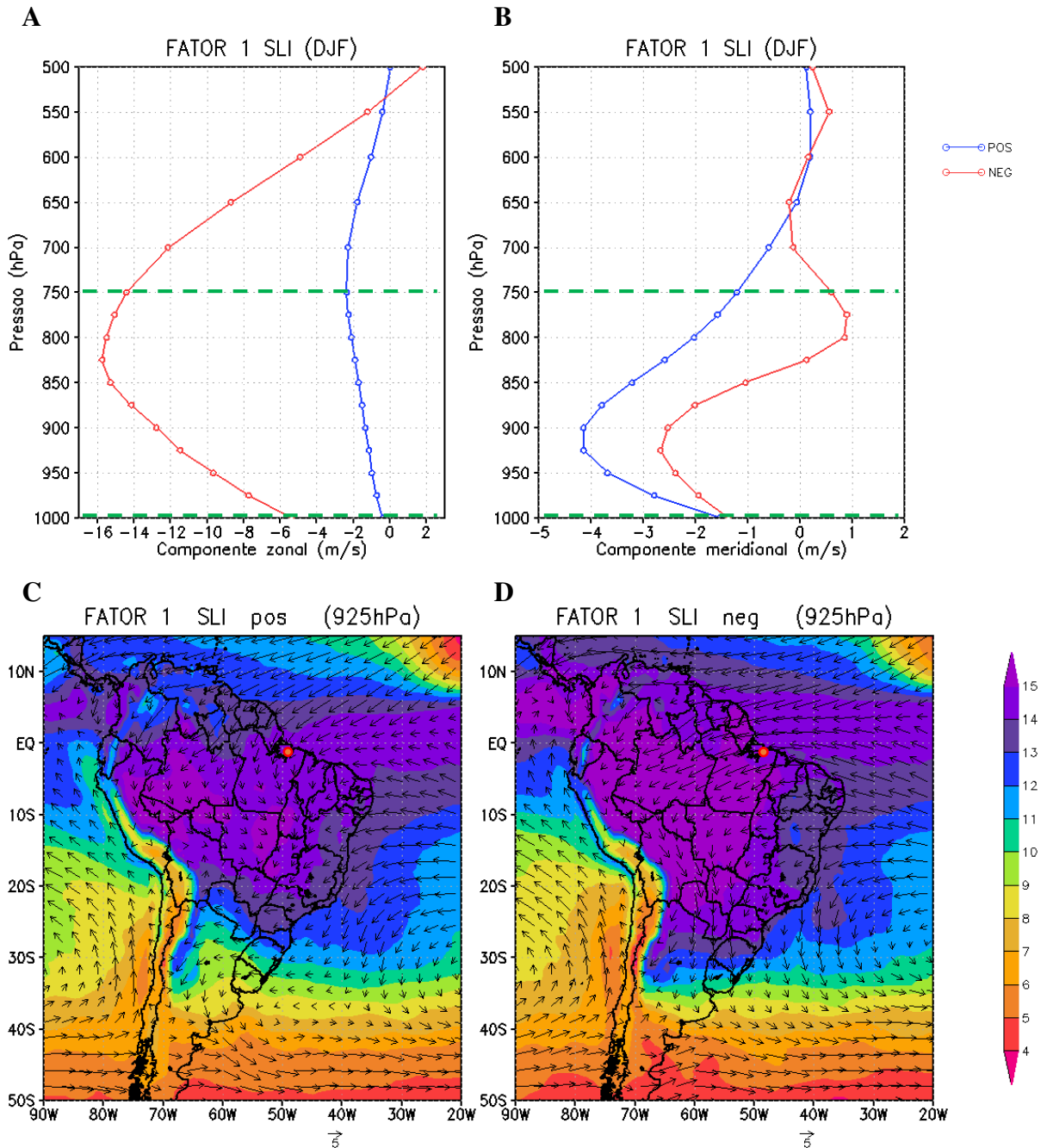


Figura 40: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

Observa-se, ainda, áreas com umidade superior a 14 g/kg em toda faixa equatorial, associado a ZCIT, e sobre praticamente toda extensão da América do Sul em F1+ (Figura 37C). Apesar de significativos, verifica-se que esse teor de umidade é inferior ao observado nas características associadas ao F1+ dos dias CLI, onde núcleos mais extensos de umidade foram observados sobre toda a região norte. Os resultados indicam que no trimestre DJF, ventos ANE

menos intenso em conjunto com a intensificação da ASAS e, conseqüentemente, dos ASE, formam um ambiente característico para inibição das LI amazônicas. Além disso, é verificado baixo cisalhamento do vento zonal na camada mais próxima à superfície, corroborando com diversos trabalhos de pesquisa realizados sobre a formação de linhas de tempestade como as LI (ROTUNNO et al., 1988; GARSTANG et al., 1994; WEISMAN e ROTUNO, 2004; ALCÂNTARA et al., 2014; WAKIMOTO et al., 2015).

A Figura 41 compõe as características associadas ao segundo fator retido no trimestre DJF. É observado em F2+ ventos zonais variando de -1 a 6 m/s (Figura 41A), portanto há predominância de ventos de oeste na camada explicativa deste fator, em F2- os ventos são predominantemente de direção leste. Em relação à componente meridional do vento (Figura 41B) observa-se ventos de direção sul no perfil de F2+. Esse comportamento do perfil das componentes zonal e meridional pode, também, serem visualizados na distribuição espacial do escoamento do vento no nível de 500 hPa (Figura 41C), onde é verificado na faixa equatorial próxima à costa norte da América do Sul ventos de direção sudoeste, que se estende desde a região norte. Esse comportamento do vento, indica que a umidade observada sobre a região norte e regiões costeiras é proveniente da floresta Amazônica, assim como observado no nível de 500 hPa associado ao fator dos dias CLI (Figura 23C), entretanto, é observado em torno da faixa de latitude de 10° N que os ventos de norte são mais intensos, implicando em uma região de umidade mais estreita sobre a costa norte da América do Sul. Além disso, observa-se uma circulação anticiclônica bem definida sobre o oceano Atlântico Sul.

Aplicação da ACP para os dias SLI em DJF, mostrou que a principal variabilidade do ambiente SLI é formada por um baixo cisalhamento do vento nas camadas mais próximas à superfície, estão relacionados à atuação mais intensa tanto dos ventos ANE como dos ASE na região próxima à costa norte brasileira, implicando na retenção da umidade numa faixa mais estreita. Além disso, é evidenciado aqui que a ASAS atuando mais próxima ao continente é, possivelmente, uma característica que inibe a formação de LI, entretanto, nos campos espaciais das diferenças entre os grupos (Figura 14) foi verificado uma maior atuação da ASAS nos dias CLI, sendo então necessário estudos mais aprofundados em relação ao papel da ASAS no desenvolvimento de LI amazônicas.

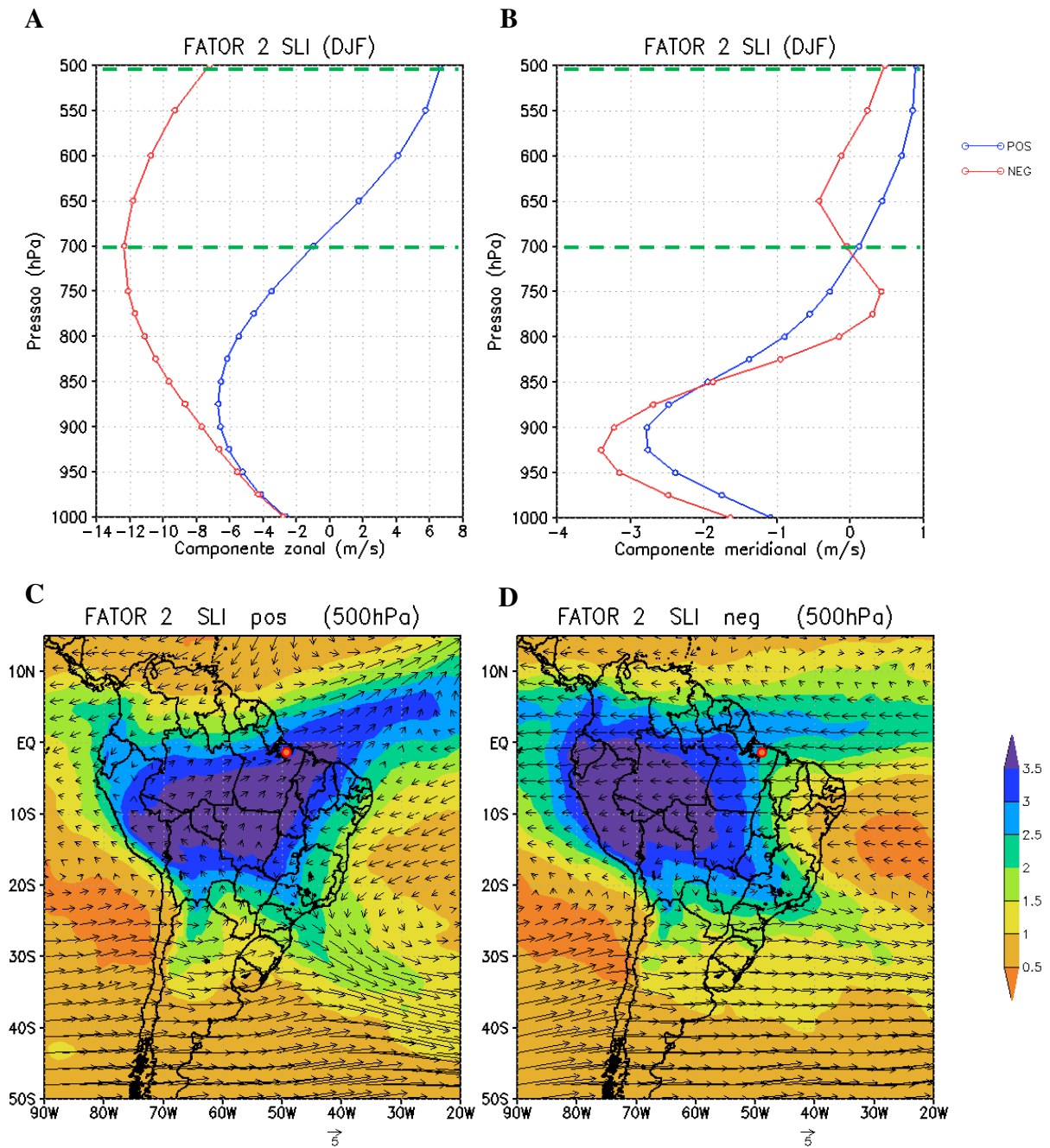


Figura 41: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da ACP aplicada aos dias SLI do trimestre DJF. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

5.2.2.2. ACP aplicada ao trimestre MAM

A seguir são analisados os resultados da ACP para MAM nos dias SLI. A Figura 42 ilustra o padrão temporal dos 2 primeiros fatores que explicaram 91,6% da variância. O fator 1 com 60,5% da variância, tem máximas correlações ($> 0,8$) na camada entre 1000 e 750 hPa,

portanto, devido ao alto grau de explicação deste, a maior variabilidade do ambiente amazônico sem a presença das LI também ocorre nos níveis mais baixos da atmosfera, onde é observado o cisalhamento do vento e o JBN. Dessa forma, busca-se avaliar as características deste ambiente e relacioná-lo ao padrão observado nos dias CLI, indicando quais fatores auxiliam ou inibem a formação das LI.

A análise do padrão associado ao segundo fator comum apresenta correlações superiores a 0,8 acima do nível de 650 hPa (Figura 42). Como observado no segundo fator do trimestre DJF, esta camada está associada ao decréscimo do vento zonal acima do JBN, sendo responsável pela melhor definição do JBN. O comportamento do vento zonal nesta camada contém importância secundária na caracterização do ambiente amazônico sem a formação de LI no trimestre MAM.

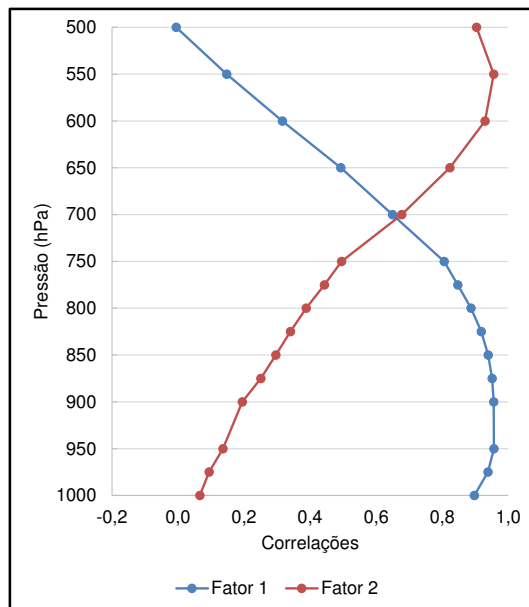


Figura 42: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias SLI para o trimestre MAM.

Os escores temporais associado ao fator 1 está ilustrado na Figura 43A. As maiores contribuições positivas (> 3,0) verificam-se nos anos de 2003, 2008 e 2011, escores superiores a 2,0 em 2001, 2002, 2009 e 2010. As mínimas negativas ocorreram em 2004, 2007, 2012, 2014 e 2015.

Os escores temporais de MAM, não apresentam um padrão bem definido em relação à variabilidade climática nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical. Destaca-se que os anos entre 2005 a 2007 e anos posteriores à 2012, obtiveram pequenas contribuições positivas para este fator, apresentando predominância da fase positiva do Dipolo do Atlântico. Por outro lado, nos

anos de 2000, 2005, 2006 e entre 2008 a 2011 percebe-se pequenas contribuições negativas. A variabilidade temporal dos escores associada ao fator 2 (Figura 43B), observam-se que em sua maioria contribuições positivas superiores a 2,0, com destaque para 2003, que contém escores superiores a 4,0. Nesta situação verificam-se contribuições negativas (< -2) em quase todo período, não evidenciando nenhum padrão de variabilidades dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical.

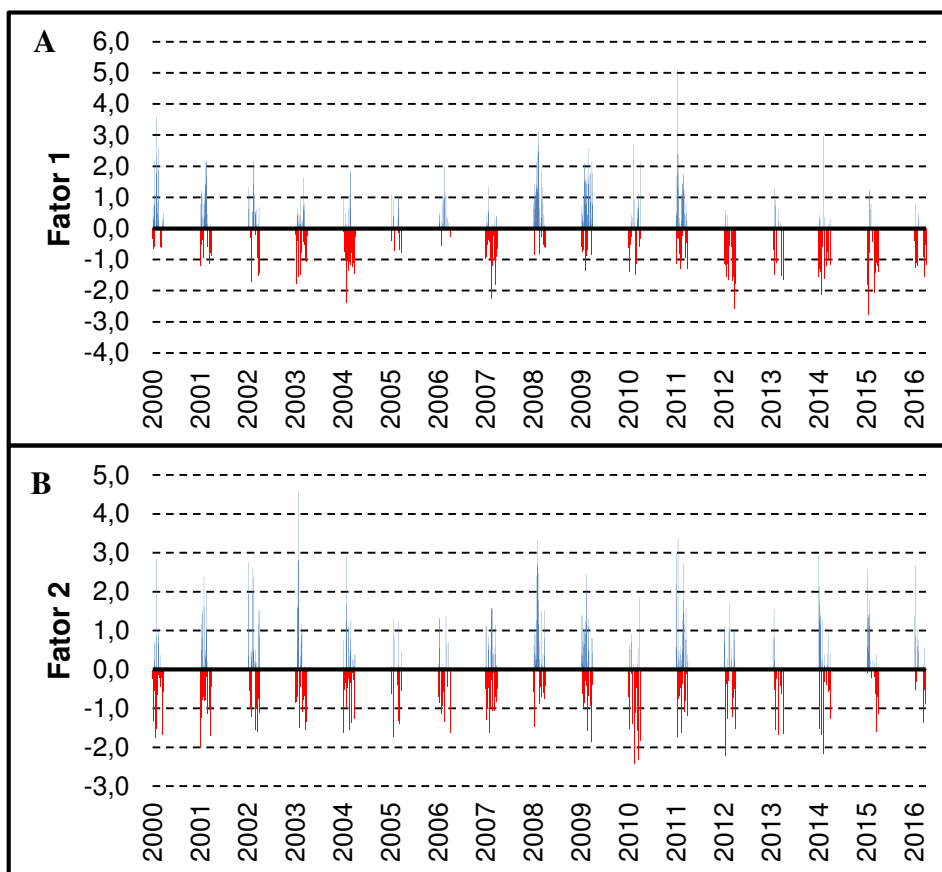


Figura 43: Escores temporais do primeiro (A) e segundo (B) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias SLI para o trimestre MAM, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.

A Figura 44A ilustra o perfil vertical da componente zonal do vento para a média das maiores contribuições positivas e negativas associadas ao primeiro fator. Nota-se que a maior variabilidade do vento nos dias SLI do trimestre MAM é, também, explicada pela camada mais próxima à superfície, onde se observa pouco cisalhamento do vento no perfil de F1+, variando de 0 m/s em 1000 hPa a, aproximadamente, 2 m/s no nível de 750 hPa (Figura 44A). O perfil associado a F1- apresenta um JBN bem definido. Em relação à componente meridional (Figura 44B) é observado um máximo negativo de aproximadamente -3 m/s de intensidade em F1+, no perfil de F1- é observado uma rotação no vento próximo ao nível de 850 hPa.

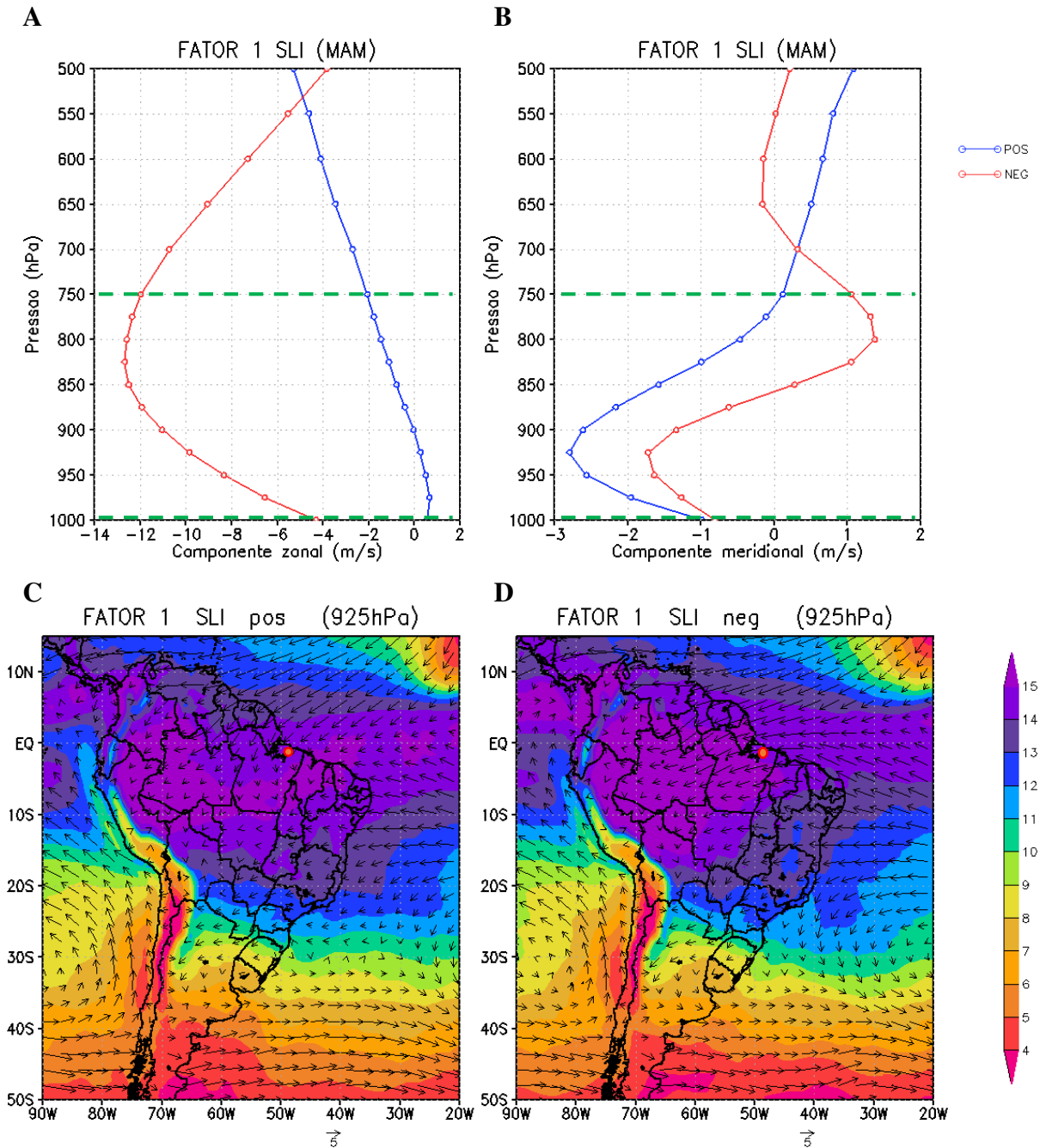


Figura 44: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre MAM. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

Ainda em relação ao Fator 1, a análise dos campos espaciais da umidade específica e escoamento do vento (Figura 44C) evidenciam a presença da ZCIT por meio da região de confluência dos alísios e da faixa com alto teor de umidade que se estende entre as latitudes de 5° N e 5° S, aproximadamente. Percebe-se, ainda, que os campos espaciais de F1+ e F1- são configurados pela atuação da ASAN e uma circulação anticiclônica associada à ASAS sobre o

oceano ATS. Em comparação com a variabilidade observada nos dias CLI (Figura 26C), nota-se um enfraquecimento (intensificação) da ASAN (ASAS) no fator associado aos dias SLI. Essa configuração promove um deslocamento da ZCIT para latitudes mais ao norte, devido ao enfraquecimento (intensificação) dos ventos ANE (ASE), reforçando a relação entre a ZCIT mais ao sul e melhor organizada com a formação de LI (CAVALCANTI, 1982; COHEN, 1989; SANTOS NETO, 2004). Além disso, percebe-se que os ventos da faixa equatorial próximo à região de Belém são de direção NE e SE (Figura 44C), enquanto nos dias CLI (Figura 26C) a maior variabilidade do vento nessa região é, predominantemente, de direção NE e L, corroborando com os resultados observados nas diferenças entre os grupos CLI e SLI (Figura 15), onde foi verificado ventos de leste mais intensos nos dias com a formação de LI.

Para o segundo fator comum, representado na Figura 45 abaixo, observa-se ventos zonais de direção oeste e ventos meridionais de direção sul em F2+, sendo evidenciados por meio dos campos espaciais no nível de 500 hPa (Figura 45C) para o escoamento do vento próximo à costa norte da América do Sul que são, preferencialmente, de direção NE. Observa-se, também, a faixa de umidade associada a ZCIT com valores superiores a 3,5 g/kg nas regiões norte do Brasil e extremo norte do NEB. Essas características evidenciam que a umidade disponível nos médios níveis da atmosfera próximo à costa norte da América do Sul é proveniente, possivelmente, da floresta Amazônica. Os padrões de circulação indicam ventos predominantes de direção sudoeste em 500 hPa nos dias SLI, próximo à Belém-PA.

Diante das análises acima, sugere-se que o padrão associado à maior variabilidade do vento zonal observada nos dias SLI resulta da redução da umidade proveniente do transporte pelos ANE, que se apresentam menos intensos do que observado na variabilidade dos dias CLI, com a ASAS mais atuante próxima ao continente, e no nível de 500 hPa a componente zonal do vento tem direção predominante de oeste. Nos resultados das diferenças entre os grupos CLI-SLI (Figura 15), foi observado em todos os níveis ventos zonais predominantes de direção leste em toda a faixa equatorial nos dias CLI. Sendo assim, esse padrão de circulação observado no nível de 500 hPa dos dias SLI, indica, portanto, menor intensidade dos ANE e menor intensidade da convecção associada a ZCIT, reafirmando mais uma vez, que a ZCIT mais intensa e melhor configurada torna o ambiente favorável para formação de LI amazônicas (CAVALCANTI, 1982; COHEN, 1989; SANTOS NETO, 2004; LOPES, 2017). Além disso, a variabilidade do perfil vertical do vento zonal associado aos dias SLI, mostra menor cisalhamento do vento em baixos níveis e mudança na direção nos médios níveis da atmosfera.

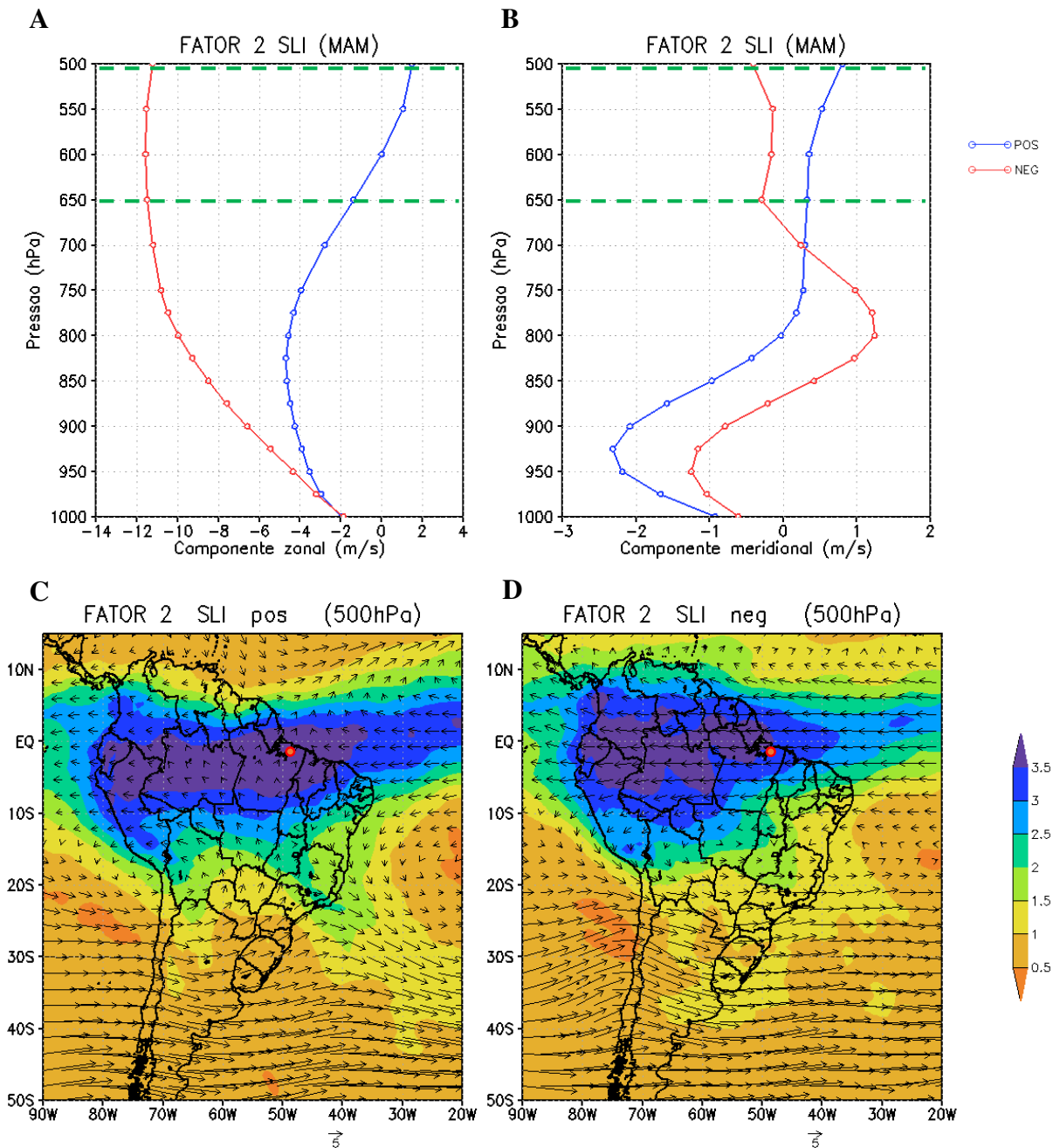


Figura 45: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da ACP aplicada aos dias SLI do trimestre MAM. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

5.2.2.3. ACP aplicada ao trimestre JJA

Os três primeiros fatores comuns retidos no trimestre JJA, explicaram 89% da variância total dos dados. O primeiro fator, que explicou 39,9%, apresenta correlações > 0,8 entre os

níveis de 1000 a 850 hPa (Figura 46). Este fator pode estar associado ao cisalhamento do vento zonal que ocorre próximo à superfície. O segundo fator comum que explica 30% da variância tem correlações $> 0,8$ na camada entre 800 e 650 hPa (Figura 46), explicando a variabilidade existente na intensidade do JBN. Para o terceiro fator as maiores correlações ($> 0,8$) se verificam acima do nível de 600 hPa, estando associado a variação do vento zonal acima do JBN.

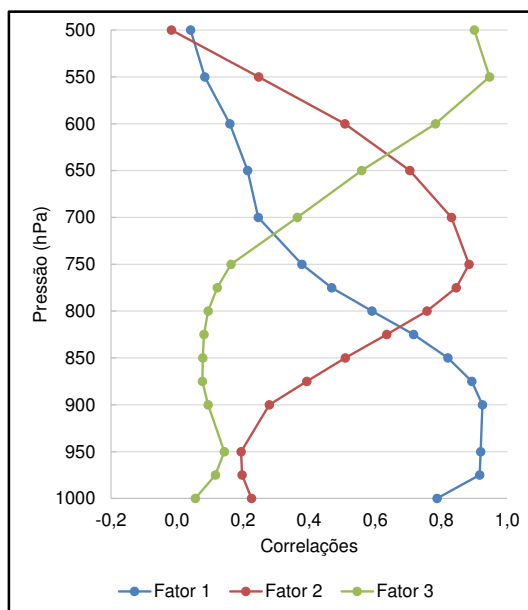


Figura 46: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias SLI para o trimestre JJA.

Os escores temporais associado ao Fator 1 apresentam oscilação positiva (> 1) e negativa (> -1) em todos os anos analisados, destaca-se o ano de 2008 com contribuições $> 4,0$ e os anos de 2003, 2005 e 2006 com contribuições pouco expressivas, inferiores a 1 e -1 , respectivamente (Figura 47A). Para o segundo fator (Figura 42B) é observado contribuições positivas (> 1) em todos os anos, destacando apenas o ano de 2008 com contribuições negativas próxima de zero. O terceiro fator (Figura 47C) apresenta grande oscilação dos escores, com contribuições positivas (> 1) e negativas (> -1) observadas em todo período de estudo. Portanto, essas análises não indicam relações com a variabilidade dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical.

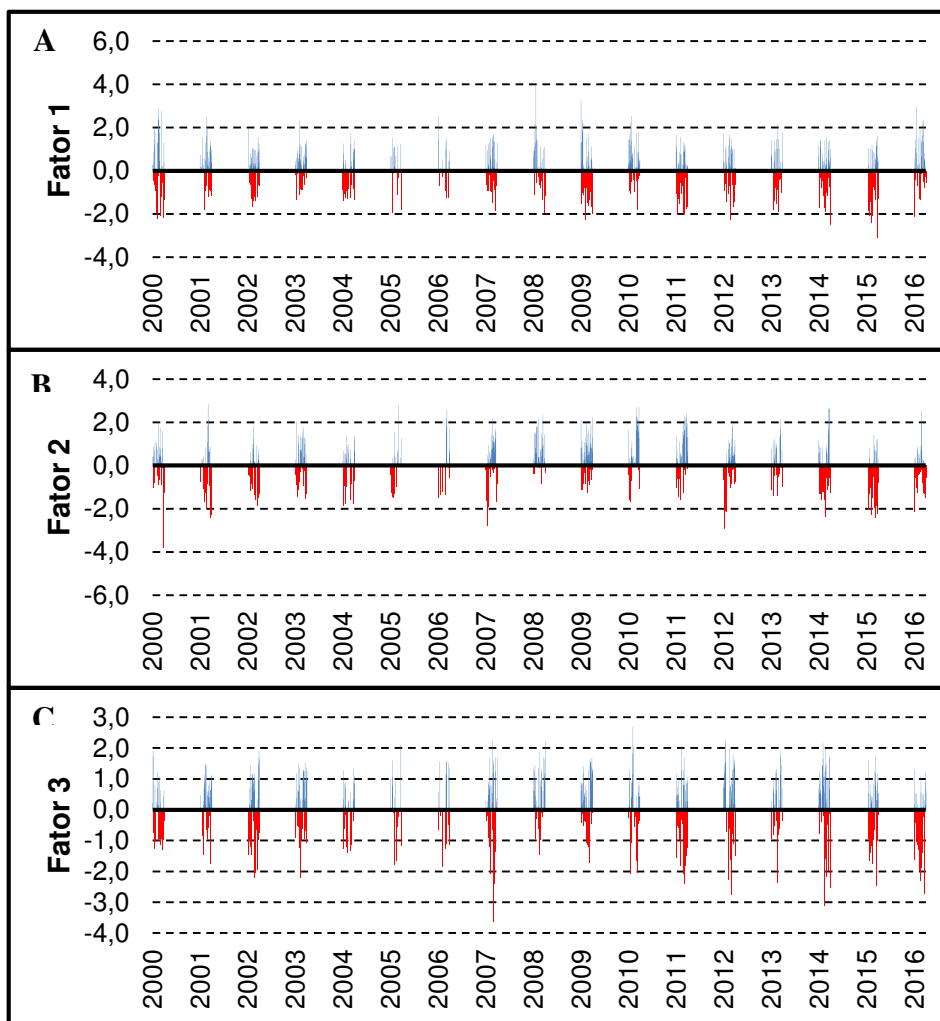


Figura 47: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuns da componente zonal do vento dos dias SLI para o trimestre JJA, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.

A Figura 48 ilustra os perfis verticais da componente zonal e meridional do vento, em m/s, e a distribuição espacial da umidade específica, em g/kg, e escoamento do vento, em m/s, para a média dos dias com as maiores contribuições positivas e negativas associada ao primeiro fator comum para os dias SLI do trimestre JJA. No perfil vertical da componente zonal do vento observa-se um aumento na intensidade de -1 m/s no nível de 1000 hPa para cerca de -6 m/s em 850 hPa F1+ (Figura 48A). Como já observado anteriormente, nesta camada ocorre a maior variabilidade do ambiente amazônico. A média das maiores contribuições negativas em (F1-) supera os 5 m/s em 1000 hPa chegando a 13 m/s em 850hPa. A distribuição espacial da umidade específica e escoamento do vento no nível de 925 hPa (Figura 48C) também tem comportamento semelhante ao padrão observado em F1+ dos dias CLI (Figura 30C). Percebe-se a faixa de umidade associada a ZCIT entre as latitudes de 5° a 10° N, localizada, portanto, pouco mais ao norte em relação ao padrão dos dias CLI. A circulação anticiclônica associada à

ASAS não é bem evidente neste padrão, mas são observados ventos de sudeste intensos em toda a faixa equatorial, na região de confluência dos alísios, sendo então responsável por esse maior deslocamento da ZCIT pra latitudes mais ao norte (UVO, 1989; FIGUEROA e NOBRE, 1990; RAO e HADA, 1990, MELO et al., 2009).

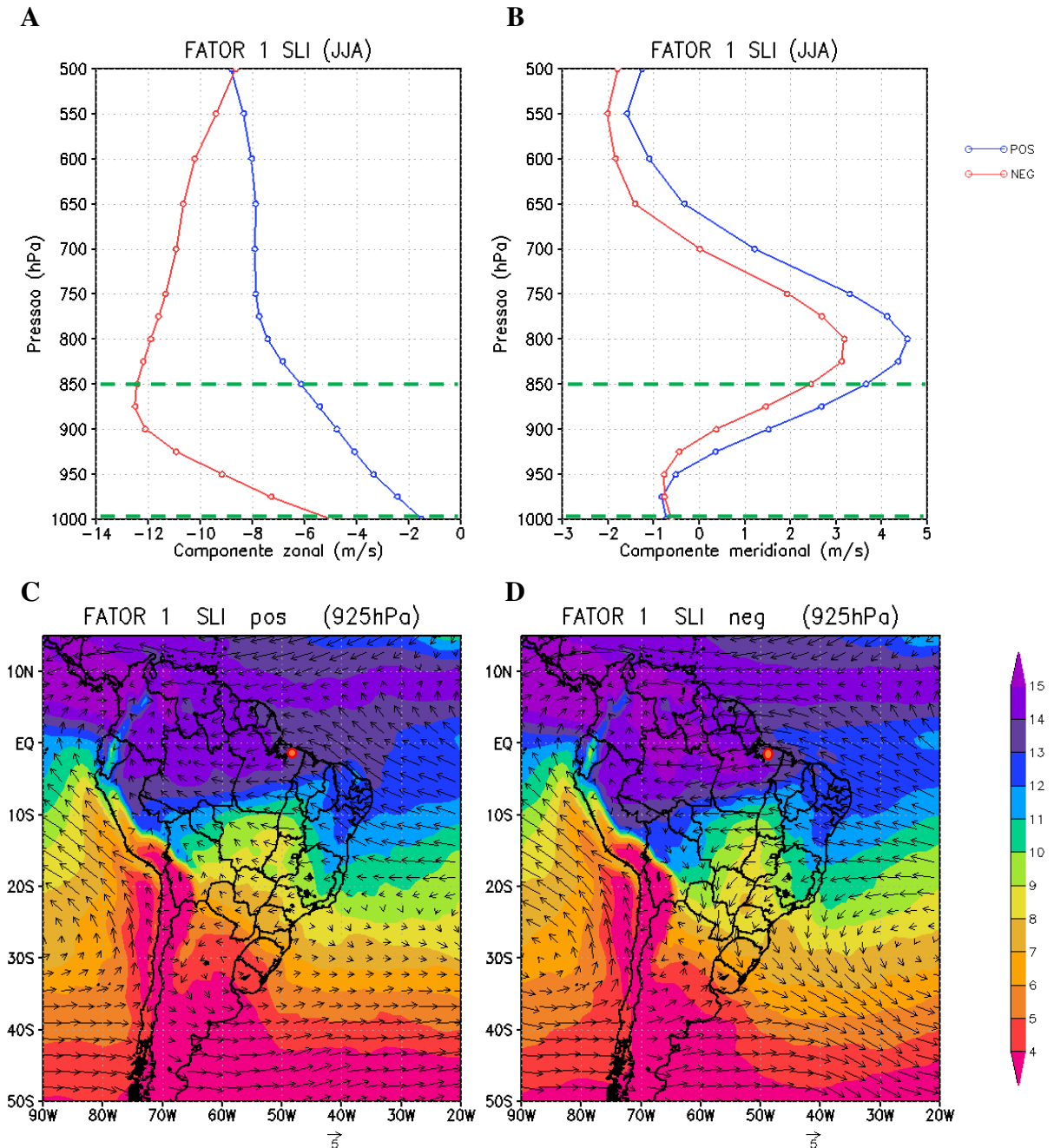


Figura 48: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

O perfil vertical do segundo fator comum associado aos dias com as maiores contribuições positivas (F2+) apresenta uma camada de intensidade quase constante, oscilando em torno de -5 m/s (Figura 49A). O comportamento do vento zonal em F2- contém um máximo de -14 m/s, aproximadamente em 700 hPa. Os perfis da componente meridional do vento apresentam comportamentos semelhantes em F2+ e F2-, contendo uma rotação em torno do nível de 700 hPa (Figura 49B).

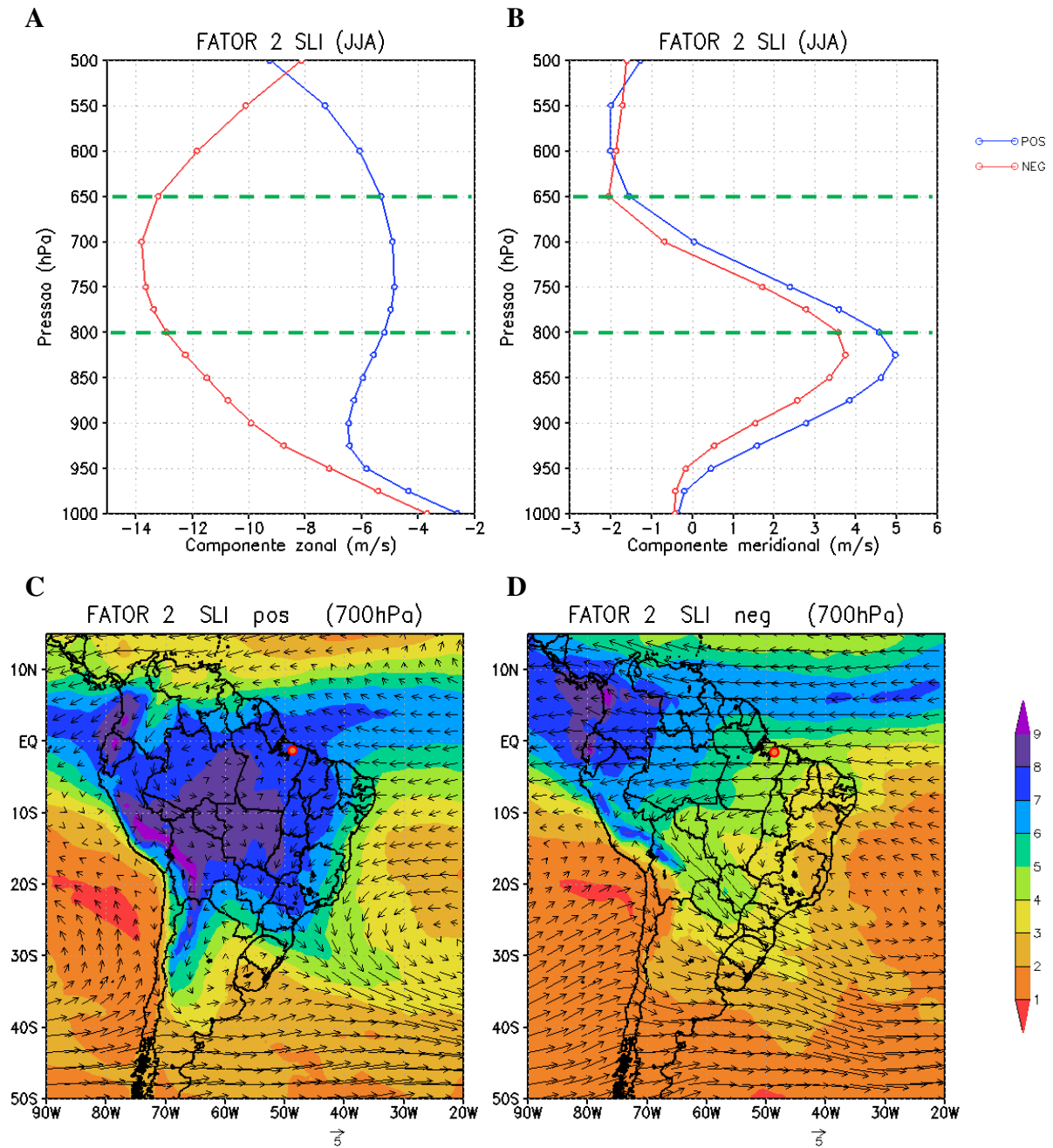


Figura 49: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

Em relação aos campos espaciais da umidade e escoamento do vento em 700 hPa (Figura 49C), nota-se uma extensa área na América do Sul, com teor de umidade superior a 7 g/kg na região norte do Brasil, unindo-se com a umidade associada à ZCIT em torno da faixa equatorial. A partir das características de grande escala observadas em F2+ nos dias SLI, nota-se diferenças mais notáveis com o padrão associado à ACP aplicada ao grupo CLI (Figura 31C), devido à ausência de um dipolo de umidade entre a costa norte da América do Sul e regiões CO, SE e sul do NEB. Como já visto na discussão dos resultados, esse padrão de dipolo foi identificado por Oliveira e Oyama (2015, 2019) como sendo uma característica favorável para iniciação de LI observadas no Centro de Lançamento de Alcântara, portanto, sugere-se que o padrão associado ao F2+, sem a configuração de dipolo, é responsável pela inibição das LI amazônicas no trimestre JJA. É observado uma circulação anticiclônica sobre o oceano ATS, que pode ser responsável pelo transporte de maior conteúdo de umidade do oceano para o interior do continente.

Os padrões associados ao terceiro fator (Figura 50) mostra uma pequena variação do vento zonal na camada que representa a variabilidade de F3+, oscilando entre -4 e -3 m/s. No perfil associado a F3- a intensidade do vento atinge valores superiores à 16 m/s. A componente meridional do vento (Figura 50B) apresenta ventos predominantes no sentido norte-sul, com comportamento similar em F3+ e F3-. A análise dos campos espaciais do escoamento do vento e da umidade específica no nível de 500 hPa (Figura 50C) evidencia, também, a umidade associada à presença da ZCIT na região compreendida entre o equador e a latitude de 10° N. Essa faixa de umidade não tem característica contínua e apresenta-se pouco mais deslocada para norte, quando comparada este padrão sinótico do fator 3 para o grupo CLI (Figura 32D). Em F3- é observado uma região de circulação anticiclônica centrada na região CO do Brasil (Figura 50D).

Em síntese, as configurações associadas a cada fator retido no trimestre JJA do grupo SLI, é proposto que a maior variabilidade do ambiente sinótico é representada pela camada mais próxima à superfície, onde se observa a região da ZCIT deslocada para latitudes mais ao norte do equador. No segundo fator, que representa cerca de 30% da variabilidade dos dados, é observado um padrão mais notável do ambiente sinótico associado aos dias SLI, dado pela ausência de um dipolo de umidade entre a região norte da América do Sul e as regiões CO, SE e sul do NEB no nível de 700 hPa, como já mencionado. É sugerido, portanto, que esse padrão ocorre devido uma circulação anticiclônica mais intensa sobre o oceano ATS, que transporta a umidade oceânica para o interior do continente (MARENGO et al., 2004, NASCIMENTO et

al., 2016). Os níveis médios da atmosfera, observado pelo F3+, evidencia também um padrão associado à ZCIT deslocada mais para o norte com núcleos descontínuos de umidade.

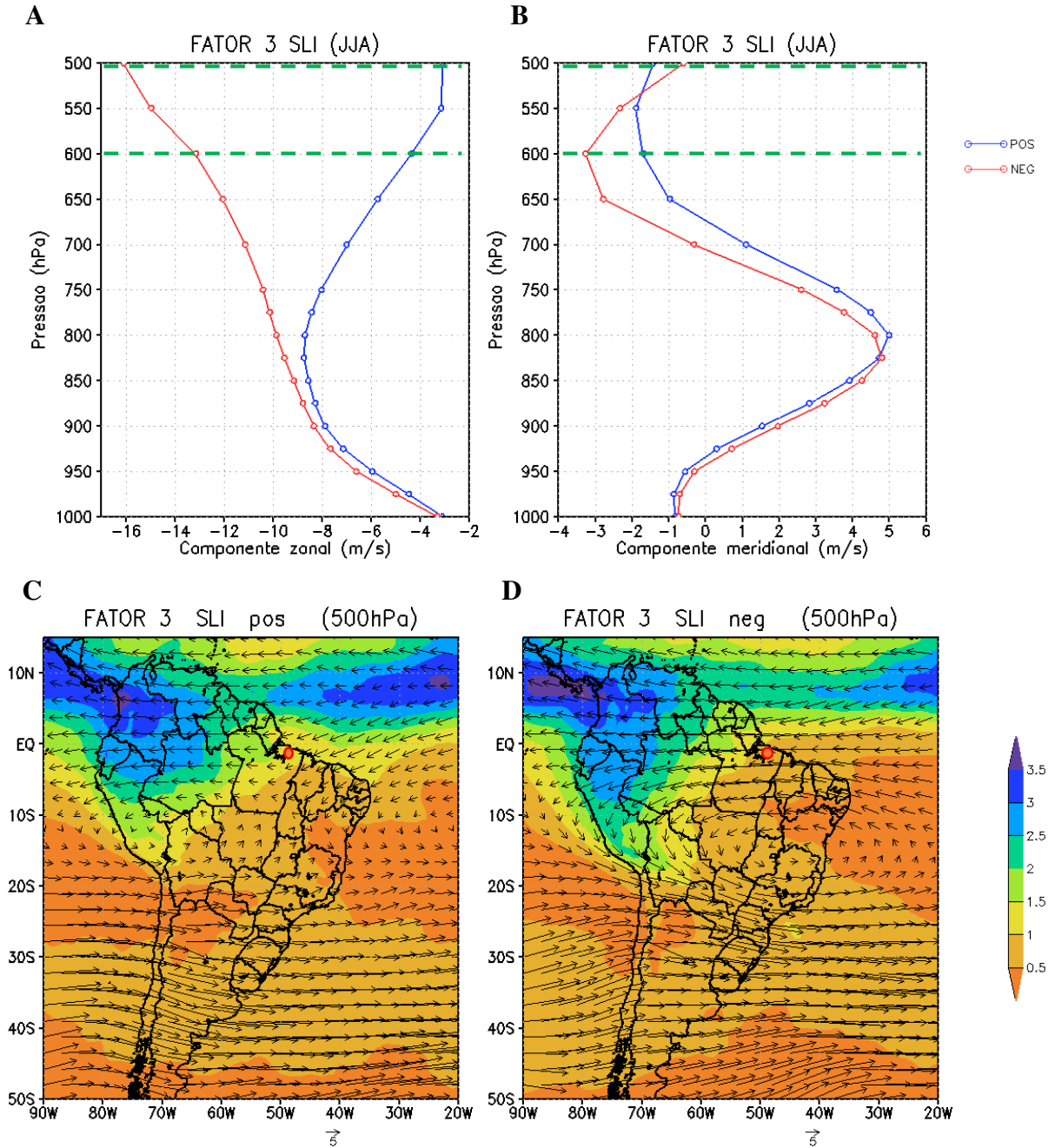


Figura 50: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre JJA. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

5.2.2.4. ACP aplicada ao trimestre SON

Enfim, nos resultados da ACP para o trimestre SON para os dias SLI foram retidos 3 fatores que explicaram aproximadamente 92% da variância total dos dados. O primeiro fator comum, que explica cerca de 43,6% da variabilidade total dos dados, apresenta correlações acima de 0,8 entre a camada entre 1000 e 650 hPa (Figura 51), estando associado ao cisalhamento existente próximo à superfície, logo, esses processos de baixos níveis tem um alto grau de importância na formação, manutenção e propagação das LI. O Fator 2, que explica aproximadamente 24,7% da variância, apresenta correlações superiores a 0,8 acima do nível de 600 hPa (Figura 51), explicando então a variabilidade existente no decréscimo da intensidade do vento zonal que ocorre acima do JBN, o que determina sua melhor configuração. Já as maiores correlações (> 0,8) observadas para o terceiro fator ocorrem na camada entre os níveis de 775 e 700 hPa. Este fator também se associa a variação na intensidade do JBN.

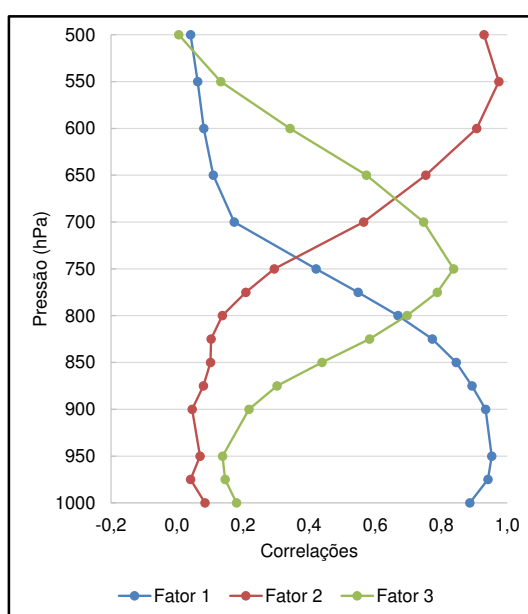


Figura 51: Padrão temporal dos fatores retidos (correlações) da componente zonal do vento associados aos dias SLI para o trimestre SON.

As contribuições temporais (escores) associadas ao Fator 1 são, em média, superiores a uma unidade entre os anos de 2000 até 2009 e superiores a 2 nos anos de 2010 até 2016 (Figura 52A). Já as contribuições negativas (< -1) são para todos os anos. A série temporal dos escores associados ao segundo fator (Figura 52B) mostra contribuições positivas mais expressivas em praticamente todos os anos, com exceção do ano de 2002, enquanto que as contribuições negativas são bem atuantes em todos os anos. Para o terceiro fator (Figura 52C) observa-se

contribuições superiores a uma unidade em quase todo o período, exceto em 2002. As contribuições negativas apresentam variações semelhantes as positivas. Como as anteriores, não há evidência, portanto, de relações com a variabilidade dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical (Tabela 3 e 4).

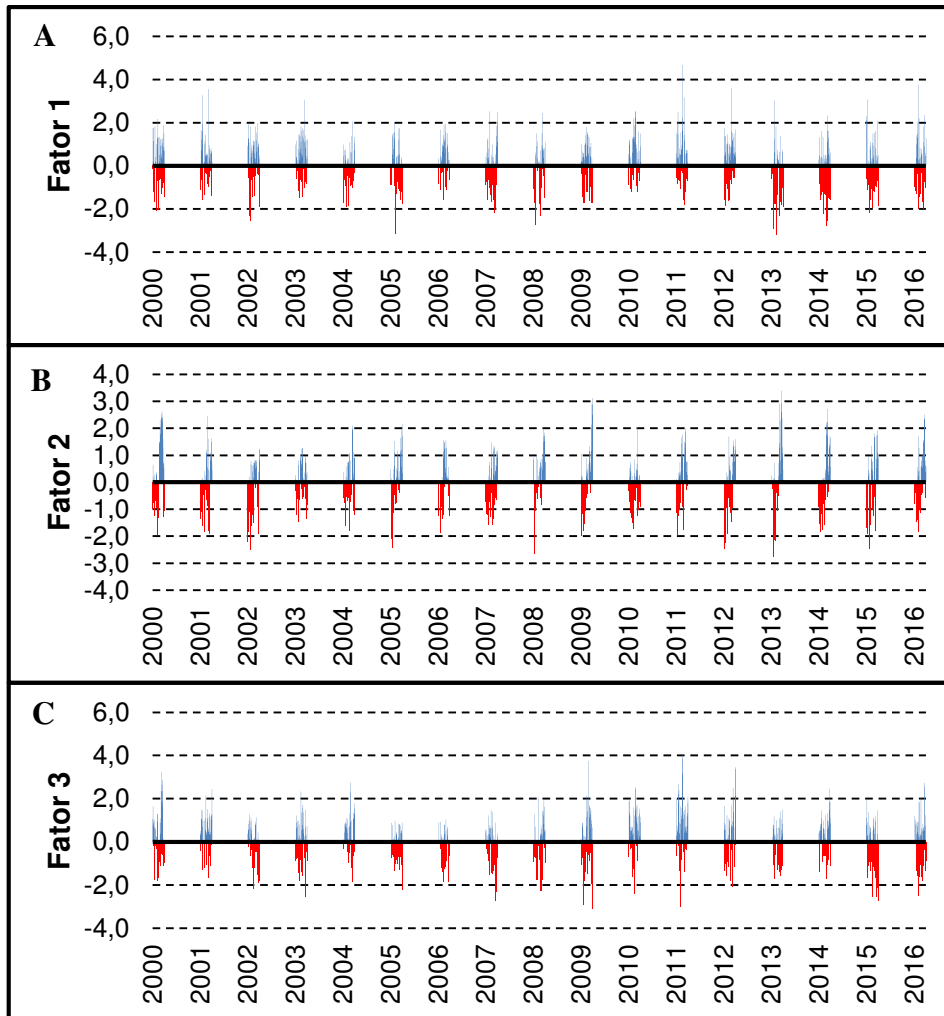


Figura 52: Escores temporais do primeiro (A), segundo (B) e terceiro (C) fatores comuna da componente zonal do vento dos dias SLI para o trimestre JJA, durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2016.

O primeiro fator retido para o grupo dos dias SLI mostra que a maior variabilidade do ambiente no trimestre SON é explicada pela camada mais próxima à superfície, onde é observado em F1+ um cisalhamento do vento zonal variando de -2 m/s em 1000 hPa para -6 m/s no nível de 825 hPa (Figura 53A). No perfil associado à F1- a intensidade do vento varia de -6 m/s para valor superior a -14 m/s. Em relação à componente meridional do vento (Figura 46B) os perfis de F1+ e F1- tem comportamento semelhantes, com um máximo negativo de

aproximadamente -3 m/s, evidenciando que componente meridional não reflete nenhum padrão associado ao F1.

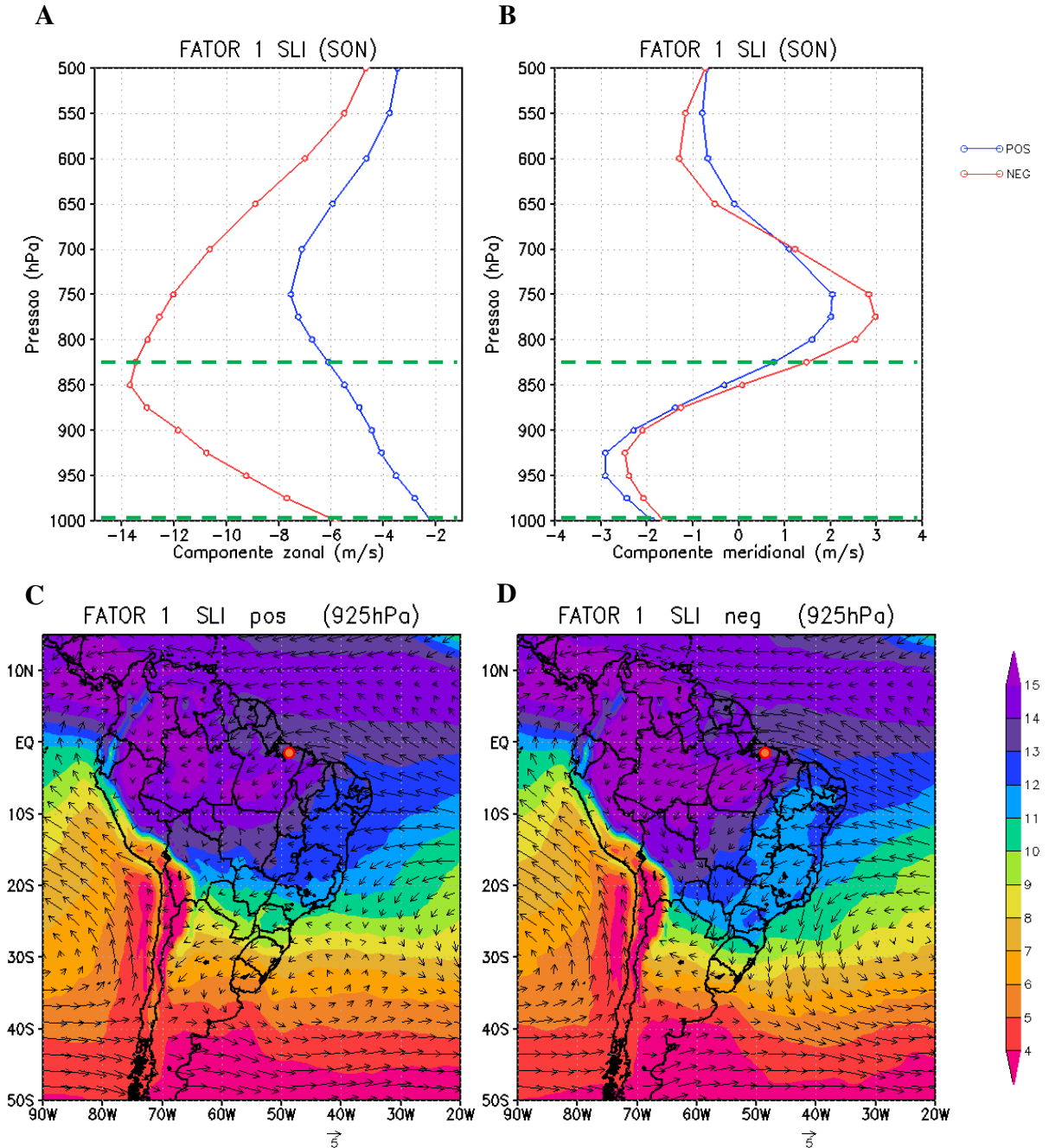


Figura 53: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao primeiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

A Figura 53C ilustra os campos espaciais do escoamento do vento e da umidade específica associado às contribuições do F1+ em 925 hPa. Verifica-se em toda região equatorial

uma faixa de umidade associada à ZCIT, com núcleos superiores à 14 g/kg. Em algumas áreas da região norte do Brasil e noroeste da América do Sul é verificado valores superiores à 15 g/kg. Observa-se em F1+ a região de confluência dos ventos alísios entre as latitudes de 5° S e 10° N e no oceano ATS há um escoamento de leste associado à uma circulação anticiclônica na região de atuação da ASAS, que pode ser responsável pelo transporte da umidade oceânica para o interior do continente, distribuindo uniformemente em praticamente toda a extensão do Brasil. Em F1+ (Figura 53D) essa circulação anticiclônica é mais intensa, causando um maior transporte da umidade para regiões norte e extremo oeste da América do Sul.

A segunda maior variabilidade do ambiente nos dias SLI do trimestre SON é explicada nos níveis mais superiores, onde é observado ventos predominantes no sentido oeste-leste em F2+, alcançando intensidade de 5 m/s, e em F2- o sentido do vento zonal é inverso e atinge valores superiores à -12 m/s (Figura 54A). As características observadas nesta camada têm papel secundário na constituição de um ambiente componente meridional do vento em F2+ apresenta intensidade aproximadamente nula, com pouca oscilação (Figura 54B). Na análise dos campos espaciais no nível de 500 hPa (Figura 54C) é observado núcleos de umidade superior à 3 g/kg na divisa dos estados do Pará, Amazonas e Mato Grosso e Roraima que se estendem para o sul do NEB e região SE, e na sua porção norte se unem à faixa de umidade associada a ZCIT entre as latitudes de 5° e 10° N. O escoamento do vento sobre a região Norte é predominantemente de direção sudoeste, evidenciando que a umidade observada na costa norte da América do Sul também é proveniente da umidade da floresta Amazônica. Na faixa equatorial próxima a cidade de Belém-PA os ventos são de direção oeste.

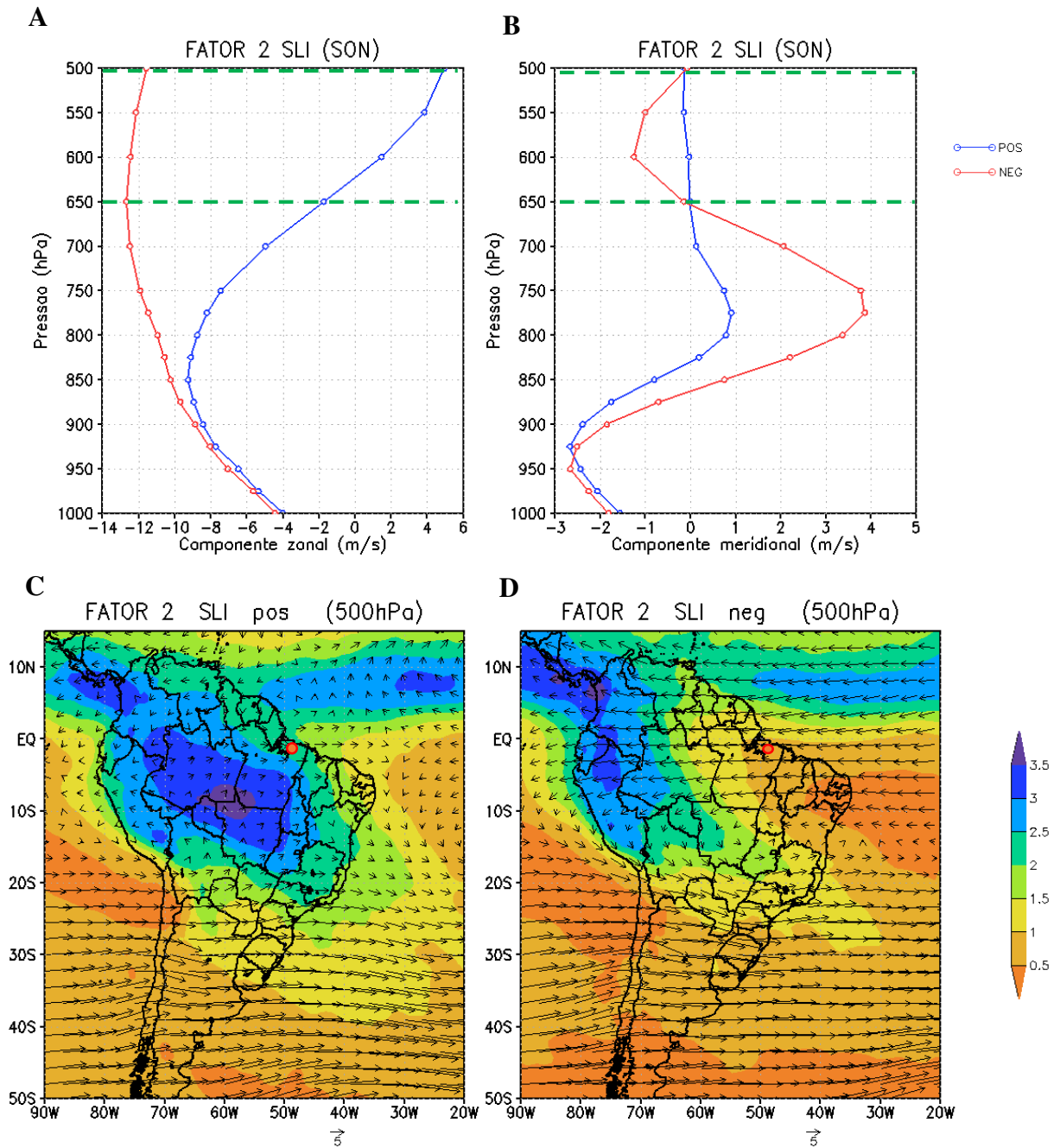


Figura 54: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao segundo fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

O perfil vertical associado a F3+ (Figura 55A) apresenta uma diminuição na intensidade do vento de -5 m/s em 800 hPa, para cerca de -3 m/s em 700 hPa. O perfil associado à F3- apresenta um JBN de intensidade superior a -13 m/s (Figura 55A). A componente meridional do vento apresenta-se semelhante em F3+ e F3- (Figura 55B) diferindo apenas na intensidade,

com um máximo positivo de 1,2 m/s em F3+ e de 2,5 m/s em F3-, portanto, as características da associada à F3 contêm ventos meridionais menos intensos.

Na análise dos campos espaciais da umidade específica e do escoamento do vento para F3+ no nível de 700 hPa é observado teor de umidade superior a 5 g/kg em quase toda extensão da América do Sul, acima da latitude de 30° S (Figura 55C). Sobre parte das regiões N, CO, SE e NEB há núcleos de umidade superiores a 7 g/kg. Em torno da faixa de latitude de 10° N é observada a umidade associada à atuação da ZCIT, em comparação com o Fator associado aos dias CLI deste nível (Figura 36C), nota-se que essa faixa de umidade é pouco deslocada para latitudes mais ao norte. Na faixa equatorial os ventos predominantes são de direção leste. Nos campos espaciais associados à média das maiores contribuições negativas percebe-se áreas com baixo teor de umidade sobre parte da região NEB e na costa norte do Brasil (Figura 55D), o que indica que o padrão sinótico associado a este fator está associado ao teor de umidade na costa norte da América do Sul.

Esses resultados sugerem que os padrões de grande escala que formam o ambiente sem a formação de LI no trimestre SON é caracterizado por um cisalhamento do vento menos intenso na camada mais próxima à superfície, que explica a maior variabilidade dos dados. O padrão sinótico é formado pela faixa de umidade associada à ZCIT, menos homogênea e deslocada para latitudes mais ao norte do equador, confirmando os estudos da relação entre a ZCIT mais ao sul e melhor definida com a formação de LI (VIANELLO e ALVES, 1991; LOPES, 2017). Percebe-se ainda que há um escoamento do vento de direção noroeste-sudeste, que pode estar associada à atuação da ZCAS neste trimestre (RODRIGUES et al, 2019), contudo, em relação aos padrões dos dias CLI, esse escoamento é menos intenso e deslocado para latitudes mais ao sul, logo, é sugerido que a presença da ZCAS mais ao norte de sua posição média e com maior intensidade (MENDONÇA e BONATTI, 2008) pode auxiliar a formação de LI amazônicas, fornecendo maior conteúdo de umidade na região norte do Brasil (KOUSKY, 1988; CARVALHO et al., 2004). Além disso, nota-se a ausência do dipolo de umidade bem caracterizado entre a região norte e as regiões SE e CO do Brasil, o qual é um padrão favorável para a iniciação de LI, como já evidenciado anteriormente e sugerido por Oliveira e Oyama (2015 e 2019).

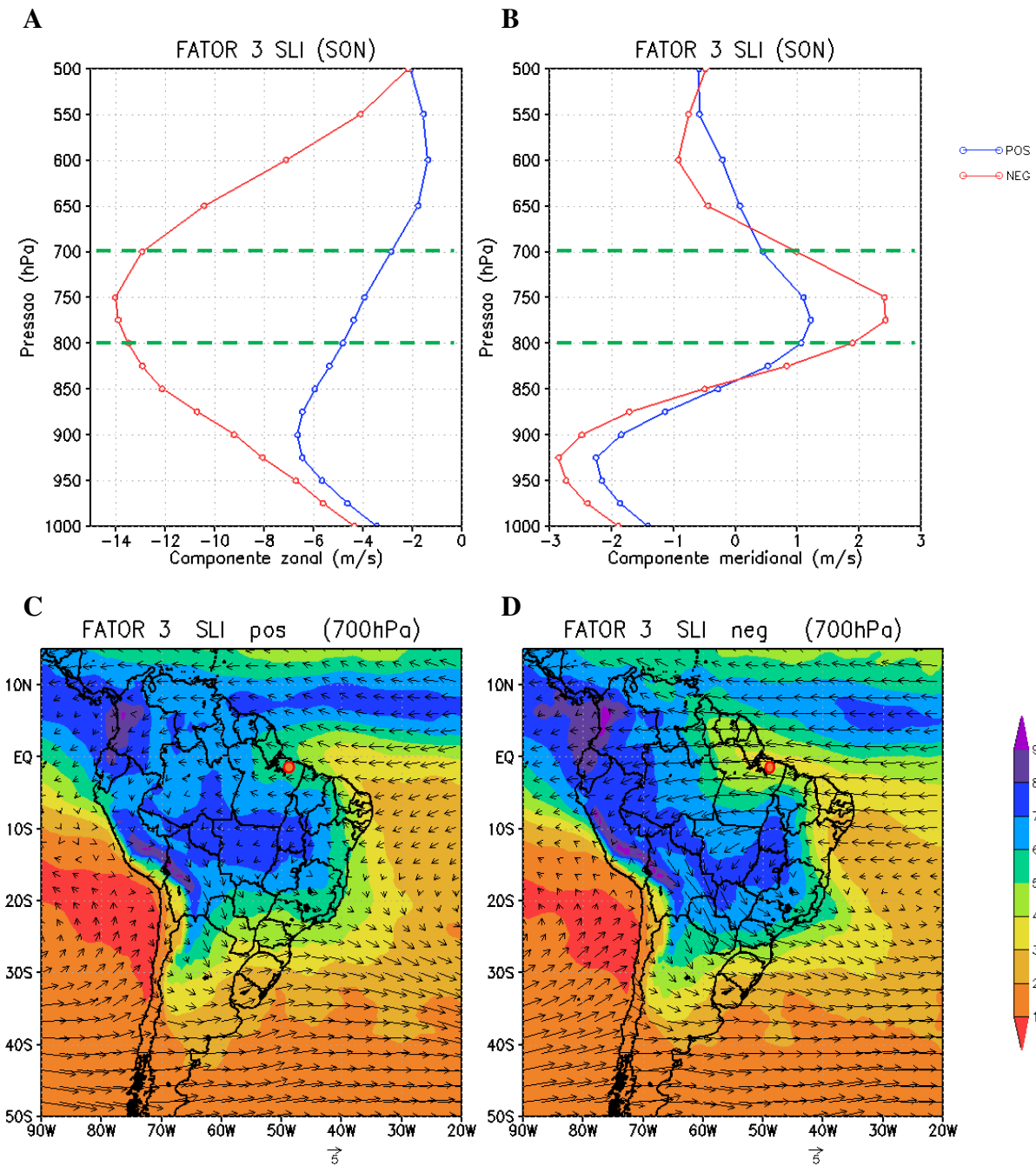


Figura 55: Perfis verticais da componente (a) zonal e (b) meridional do vento; campos espaciais da umidade específica em g/kg (sombreado) e intensidade do vento em m/s (flechas) para os dias que obtiveram escores (c) superiores a 1,9 (positivos) e (d) inferiores a -1,9 (negativos), associados ao terceiro fator comum da AF aplicada aos dias SLI do trimestre SON. O círculo em vermelho representa a localização de Belém-PA.

6 CONCLUSÕES

A aplicação da ACP à componente zonal do vento, para os dias de LI na cidade de Belém-PA, permitiu extrair informações importantes sobre a formação e desenvolvimento das mesmas na região. Os padrões temporais obtidos para cada trimestre dos grupos CLI e SLI, possibilitaram, dentre outras, explicar e entender melhor os processos atmosféricos envolvidos no ambiente de formação das LI. Em todos os fatores analisados, os padrões físicos característicos estão ligados a grande escala, reforçando que as escalas maiores modulam os processos das escalas menores.

De modo geral, observam-se que a maior variabilidade do perfil vertical no ambiente amazônico é explicada pela camada mais próxima à superfície, onde o padrão de cisalhamento do vento zonal ocorre com intensidade moderado nos dias CLI. Ou seja, resultando na formação do JBN, propiciado pela intensificação da ASAN e, conseqüentemente, dos ANE sobre a costa norte da América do Sul, adentrando perpendicularmente à costa, sendo responsável pela maior propagação das LI, especialmente em MAM.

Os padrões observados em torno dos níveis de 700 e 500 hPa refletem as características do JBN quanto à sua melhor definição, sendo fatores secundários na formação, manutenção, propagação e dissipação das LI. Uma outra característica marcante observada na circulação de grande escala em MAM, é ventos de direção NE e L no padrão dos dias CLI na faixa equatorial próximo à região de Belém, enquanto o padrão SLI é marcado por ventos de direção NE e SE. Com a ASAN mais intensa e extensa, a ZCIT mantém-se deslocada para latitudes mais ao sul, quando comparada com o padrão observado nos dias SLI. As características associadas à este padrão, em baixos níveis, evidenciam que a variabilidade dos anticiclones subtropicais do Atlântico se apresenta determinante na formação das LI amazônicas. A intensificação dos ANE e a atuação mais ao sul da ZCIT potencializam o transporte de umidade do oceano para o continente. Nos níveis de 700 e 500 hPa, destacam-se maior teor de umidade associado a floresta Amazônica, unindo-se a faixa de umidade da ZCIT, que se estende uniformemente sobre as regiões N, NE, CO e SE do Brasil. Este padrão é melhor definido em DJF e MAM, possivelmente associado ao enfraquecimento da ASAS e atuação menos intensa dos ASE no grupo CLI.

No trimestre JJA, há uma intensificação da ASAS e, apesar da ZCIT estar atuando em latitudes mais ao norte do equador, percebe-se maior teor de umidade no padrão associado aos dias CLI deste trimestre. O padrão dos dias SLI, a ZCIT encontra-se deslocada mais para o norte, com núcleos descontínuos de umidade. Sugere-se que a umidade disponível para a

formação das LI em JJA são oriundas, essencialmente, do ATS e da ZCIT, não estando, portanto, associadas à umidade da floresta amazônica, como observado nos trimestres anteriores. A característica marcante no padrão dos dias CLI em JJA, é a predominância da circulação anticiclônica em 500 hPa, centrada na região CO do Brasil, gerando movimentos descendentes, inibindo a formação de nebulosidade e para os baixos índices de umidade relativa do ar, favorecendo a presença do dipolo de umidade em 700 hPa.

Finalmente, os resultados obtidos evidenciaram que a ZCIT deslocada mais ao sul é o principal sistema que atua diretamente na formação de LI amazônicas em todos os trimestres. E, que a presença da ZCAS mais intensa e deslocada mais ao norte de sua posição média em conjunto com a maior frequência dos JBNAS nos trimestres SON e DJF, atuam como mecanismos de fornecimento de umidade adicional para o interior do continente, especialmente na região norte, auxiliando a formação de LI. Em JJA, as maiores perturbações no campo do vento são influenciadas pela maior frequência de DOL e ASAS mais intensa e próxima ao continente, que contribuem para maior instabilidade na costa norte da América do Sul, que podem ser responsáveis pela descaracterização do JBN em JJA.

7 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A partir das conclusões supracitadas, sugere-se continuar avançando nas pesquisas para que se possa compreender, de forma ampla e clara, todos os processos que estão envolvidos na formação e desenvolvimento das LI amazônicas. Neste sentido, alguns aspectos necessitam de estudos mais aprofundados, proporcionando o seguimento desta pesquisa. Como sugerido a seguir:

- Os anos de 2005 e 2006 registraram maior número de casos de LI, estando associados a um evento de El Niño e anomalias positivas (negativas) de TSM no Atlântico Tropical Norte (Sul). Portanto, este número expressivo de LI não foi devido à atuação mais ao sul da ZCIT. Supõe-se que esses comportamentos anômalos podem estar relacionados a escalas espaço-temporal menores, como a mesoescala e até a escala convectiva, o que pode implicar em influência significativa da termodinâmica. Logo, uma investigação mais aprofundada das condições atmosféricas predominantes nestes anos é necessária;

- Nos padrões temporais do vento meridional foi observado alguns aspectos associados à formação da brisa marítima nos dias CLI. Entretanto, essa associação não é clara em relação ao desenvolvimento das LI e as circulações de brisa. Assim, torna-se importante compreender

mais profundamente esta possível associação, utilizando banco de dados horários para que se possa acompanhar a evolução diária da componente meridional do vento na região.

- Por fim, sugere-se investigar os processos termodinâmicos que envolvem o ambiente de formação das LI e quais padrões estão associados à maior propagação continente adentro desses sistemas, através de uma filtragem nos dados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, D. K., and Coauthors. The Amazon dense GNSS meteorological network: A new approach for examining water vapor and deep convection interactions in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 96, p. 2151–2165, 2015.
- ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M.A.F.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. P. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines. *Atmospheric Research*, v. 100, p. 36-44, 2011.
- ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; BIAZETO, B. Influência dos jatos em médios e baixos níveis nos processos de nuvem: Estudo numérico de uma linha de instabilidade Amazônica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.29, n.1, 29 - 46, 2014.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONCALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.
- AMANAJÁS, J. C. **Interação entre padrões pluviométricos na amazônia oriental e temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais**. 2011. 65p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB, 2011.
- ANDREOLI, R. V.; et al. The influence of different El Niño types on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, 2016.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M.T. A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 1, p. 63-74, 2007.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *International Journal of Climatology*, v. 25, n. 15, p. 2017- 2030, 2005.
- ANSELMO, E. M.; SCHUMACHER, C.; MACHADO, L. A. T. The Amazonian Low-Level Jet and Its Connection to Convective Cloud Propagation and Evolution. *Mon. Wea. Rev.*, v. 148, p. 4083-4099, 2020.
- ASNANI, C.G. Tropical Meteorology. Chapter 4. Easterly Waves. *Indian Institute of Tropical Meteorology*, 2005.
- ATKINSON, B.W. 1981. Mesoscale Atmospheric Circulations. *London Acad. Press*. 495, p. 125-214., 1981.
- BARBOSA, R. L.; OYAMA, M. D.; MACHADO, L. A. T. Climatologia das Perturbações Convectivas Iniciadas na Costa Norte do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21(1), p.107-117, 2006.
- BARNES, G. M.; SIECKMAN, K. The environment of fast and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, v. 112, p. 1782–1794, 1984.
- BARROS, S. S. **Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem**. 2008. 112 p. (INPE-15319-TDI/1362). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008.
- BARROS, S. S.; OYAMA, M. D. Sistemas Meteorológicos Associados à Ocorrência de Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n.3, p. 333-344, 2010.
- BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.* v. 42, p. 1711-1732, 1985.
- BURLEYSON, C. D.; FENG, Z.; HAGOS, S. M.; FAST, J.; MACHADO, L. A. T.; MARTIN, S. T., 2016: Spatial variability of the background diurnal cycle of deep convection around the GoAmazon2014/5 field campaign sites. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, v. 55, p. 1579–1598, 2016.
- BUSSAB, W. O.; MORETTIN, P. A. **Estatística básica**. 4a ed. São Paulo: Atual, 1987. (Métodos quantitativos). ISBN 8570560419.
- CARVALHEIRO, L. C. O.; BERNARDO, S. O.; COSTA, P. D.; ORGAZ, M. D. J. M.; YAMASAKI, Y. Validação da Temperatura da Superfície do Mar a partir de medições de satélite. *Anais... XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, Curitiba, PR, Brasil, INPE, p.7037, 2011.

- 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, p. 88–108, 2004.
- CATTELL, R. **The scientific use of factor analysis: in Behavioral and Life Sciences**. Plenum Press. New York and London, 1978.
- CAVALCANTI, I. F., KOUSKY, V. E. Influência da circulação da escala sinótica da brisa marítima na costa NNE da América do Sul. INPE-2573-PRE/221, São José dos Campos, 1982.
- CAVALCANTI, T. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulações de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 140p. (INPE-2494-TDL/97). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 1982.
- CHAN, CHOU S. **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul**. 134 P. (INPE 5222 TDL/437). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. 1990.
- COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 174p. (INPE-4865-TDL/376). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 1989.
- COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W. Linha de Instabilidade Continental na Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.
- CORRAR, L. J. P.; FILHO, J.M.D. Análise Multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia. **Ed. Atlas**. São Paulo. 2007.
- CORRÊA, C. S.; CLARKE, R. T.; SILVEIRA, A. L. L. Estudo da ocorrência de fluxos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera com análise das componentes principais (ACP) e a sua relação com a precipitação no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 22, n. 1, p. 121-127, 2007.
- COSTA, C. E. A. de S.; Blanco, C. J. C. Influência da Variabilidade Climática sobre a Erosividade em Belém (PA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 3, 509-520, 2018.
- COTTON, W. R.; BRYAN, G. H.; VAN DEN HEEVER, S. C. Storm and cloud dynamics. **Academis Press**, p. 809, 2011.
- DAVIS, C. A.; TRIER, S. B. Cloud-resolving simulations of mesoscale vortex intensification and its effect on a serial mesoscale convective system. **Mon. Wea. Rev.**, 130, 2839-2858, 2002.
- DURÁN-QUESADA, A.M.; REBOITA, M. S.; GIMENO, L. Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. **Hydrological Sciences Journal**, v. 57, p. 1-13, 2012.
- ESCOBAR, G. C. R. Padrões de circulação em superfície e em 500 hPa na América do Sul e eventos de anomalias positivas de precipitação no estado de Minas Gerais durante o mês de dezembro de 2011. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.1, 105 - 124, 2014.
- FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over Central and Western tropical South America. **Climanálise**, São José dos Campos, 5:36-44, 1990.
- FILHO, W. L. F. C., ARAGÃO, M. R. S. Padrões temporais do vento em mesorregiões do estado da Bahia. **Ciência e Natura**. v. 36, p. 402-414, 2014.
- FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima da Amazônia. **Acta Amazônica**. 15p. 2016. Disponível em <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/fish.html>>
- FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 22, n. 2, p. 101- 126, 1998.
- GAMACHE, J. F.; HOUZE JR, R. A. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Mon. Wea. Rev.**, v. 110, p. 118-135, 1982.
- GARAYALDE, E.J.G.; da SILVA, M.G.A.; TAVARES, A. de SÁ. Classificação mesoclimática da região sul do Brasil pela análise de Componentes Principais. In: CONGRESSO INTERAMERICANO DE METEOROLOGIA, 1., Brasília, 1986. **Anais**. Brasília, Sociedade Brasileira de Meteorologia. p.119-124, 1986.
- GARREAUD, R.; WALLACE, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 3157–3171, 1997.

- GARSTANG, M.; MASSIE JR., H.L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 112, p. 608-622, 1994.
- GISLER, C. A. F. **Análise do perfil de vento na camada limite superficial e sistemas meteorológicos atuantes no Centro de Lançamento de Alcântara**. 2009. 146p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2009.
- GLICKMAN, T.S. Ed: Glossary of Meteorology. 2nd ed. **American Meteorological Society**, p. 855, 2000.
- GONG, X.; RICHMAN, M. R. On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North American East of the Rockies. **Journal of Climatology**. 8:897924, 1995.
- GRECO, S.; SAWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKY, S.; SHIPHAM, M.; HARRIS, R. C.; TALBOT R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **J. Geophys. Res.** v. 95, p. 17001-17014, 1990.
- GRIMM, A. M. Sea surface temperatures in the Pacific and rainfall over part of Southern Brazil. Part II: Dynamical mechanisms. **Ann. Acad. Bras. Cienc.** v. 68, pp. 11-16, 1996b.
- GRIMM, A. M. Sea surface temperatures in the Pacific and rainfall over part of Southern Brazil. Part I: Correlations. : **Ann. Acad. Bras. Cienc.** v. 68, pp. 3 – 9, 1996a.
- HAIR, Jr. J. F.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R. L.; BLACK, W. C. **Análise Multivariada de Dados. Ed. Bookmam.** Ed. 5, p. 593, 2005.
- HAMILTON, R. A.; ARCHBOLD, M. A. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.** v. 71, p. 231-265, 1945.
- HAMILTON, R. A.; ARCHBOLD, M. A. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.** v. 71, p. 231-265, 1945.
- HARMAN, H. **Modern Factor Analysis**. The University of Chicago Press Chicago, IL, 1976.
- HASTENRATH, S., 1982. **Climate Dynamics of the Tropics**. Kluwer Academic Publishers: Dordrecht.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.
- HONGYU, K. **Comparação do GGEbiplot ponderado e AMMI-ponderado com outros modelos de interação genótipo × ambiente**. 2015. 155p. Tese (Doutorado em Estatística e Experimentação Agrônômica) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.
- HONGYU, K.; SANDANIELO, V. L. M.; DE OLIVEIRA JUNIOR, G. J. **Análise de Componentes Principais: Resumo Teórico, Aplicação e Interpretação. E&S Engineering and Science**, v. 5.1, p. 83-90, 2016.
- HOUZE, JR, R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press, São Diego, California, 1993.
- HOUZE, JR, R. A. Structure and Dynamics of a Tropical Squall-Line System. **Mon. Wea. Rev.** v. 105, p. 1540-1567, 1977.
- HUSCHKE, R. E. **Glossary of meteorology**. Boston, M. **American Meteorological Society**, p. 638, 1959.
- ITTERLY, K. F.; P. C. TAYLOR; DODSON, J. B. Sensitivity of the Amazonian convective diurnal cycle to its environment in observations and reanalysis. **J. Geophys. Res. Atmos.** v. 123, p.12621–12646, 2018.
- JOHNSON, Ü . H. The role of the Tropics in the Clobal Circulation. In:Corby, C, A. ed . **The General Circulation of the Atmosphere**.London, **Royal Meteorological Society**, p. 113-136, 1970.
- JONES, M.R.; BLENKINSOP, S.; FOWLER, H.J.; KILSBY, C.G. Objective classification of extreme rainfall regions for the UK and updated estimates of trends in regional extreme rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, p. 751-765, 2014.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.. KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 77, p. 437-471, 1996.
- KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulation and the associated rainfall anomalies during 1983-1984. **Journal of Climatology**, v. 8, p. 477-488, 1988.

- KODAMA, Y. M. Large -scale common features of sub-tropical precipitations zone (The Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal Meteorological Society of Japan**, Tokyo, v. 70, p. 813-835, 1992.
- KODAMA, Y. M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of Meteorological Society Japan**, n.71, p. 581-610, 1993.
- KOUADIO, Y.K., SERVAIN, J., MACHADO, L.A.T.; LENTINI, C.A.D. Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic. **Advances in Meteorology**, v. 2012, Article ID 369567, 16 p., 2012.
- KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.** v. 108, p. 488-498, 1980.
- KOUSKY, V. E. e CAVALCANTI, I. F. A. Eventos Oscilação Sul – El Niño: Características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**. v. 36(11), p. 1888-1899, 1984.
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. 3, p. 217-231, 1988.
- KRISHNAMURTI, T.N.; STEFANOVA, L.; MISRA, V. 2013. Tropical Meteorology - An Introduction. New York, Springer, 423p.
- LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climatology**, v. 14, p. 4308-4318. 2001.
- LIMA, L. M. T. **Avaliação da influência do ENOS nas características físicas e morfológicas das Linhas de Instabilidade na região Amazônica Brasileira**. 2018. 55 p. Monografia (Bacharelado em Meteorologia). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas. Natal, RN, 2019.
- LLOPART, M. Sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul. DCA/IAG/USP. ACA 0223, Climatologia I (Climatologia Física), 2012.
- LOPES, V. T. **Análise diagnóstica e modelagem numérica de mesoescala de uma Linha de Instabilidade Amazônica**. 124 p. 2017. Dissertação (Mestrado em Ciências). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.
- LUCAS, C.; ZIPSER, E.J.; LEMONE, M.A. Convective available potential energy in the environment of oceanic and continental clouds: correction and comments. **J. Atmos. Sci.** v; 51, p. 3829–3830, 1994b.
- MACHADO, L. A. T.; and Coauthors, 2014: The CHUVA project: How does convection vary across Brazil? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 95, p. 1365–1380, 2014.
- MANSFIELD, D. A. Squall line in GATE. **Q. J. R. Meteorol. Soc.** v. 103, p. 569-574, 1977.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V.; FILIZOLA, N. WAINER, I. On the onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v.14, p. 833-853, 2001.
- MARENGO, J.; NOBRE, C.; CULF, A. Climatic impacts of “friagens” in forested and deforested regions in Amazon Basin. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, p. 1553–1566, 1997.
- MARENGO, J.A. **Riscos das Mudanças Climáticas no Brasil**. Análise Conjunta Brasil-Reino Unido sobre os Impactos das Mudanças Climáticas e do Desmatamento na Amazônia. 2011.
- MENG, Z; YAN, D., ZHANG, Y. General features of squall lines in East China. **Mon. Wea. Rev.** v. 141, p. 1629-1647, 2013.
- MOLION, L. C. B. Climatologia da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107-117, 1987.
- MOURA, A. D., SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiment with a general circulation model. **Journal Atmospheric Science**, v. 38(12), p. 2653-2675, 1981.
- MOURA, C. R. W.; ESCOBAR, G. C. J.; ANDRADE, K. M. Padrões de circulação em superfície e altitude associados a eventos de chuva intensa na região metropolitana do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.3, p. 267 - 280, 2013.
- MOURA, M. N.; VITORINO, M. I.; ADAMI, M. Análise de componentes principais da precipitação pluvial associada à produtividade de soja na Amazônia legal. **Revista Brasileira de Climatologia**. Ano 14, v. 22, p. 574-588, 2018.
- NASCIMENTO, M. G.; HERDIES, D. L. SOUZA, D. O. The South American Water Balance: The Influence of Low-Level Jets. **Journal of Climate**, v. 39, p. 1429- 1449, 2016.

- NEISSE, A. C.; HONGYU, K. Aplicação de Componentes Principais e Análise Fatorial a Dados Criminais de 26 Estados dos Eua. **E&S - Engineering and Science**, v. 2, 2016.
- NETO, P. F. S.; DA SILVA, D. F.; ALMEIDA, R. R. C. Análise da Variabilidade Climática dos Oceanos Atlântico e Pacífico. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.14, n.04, p. 1861-1879, 2021.
- NEVES, D. J. D. **Padrões atmosféricos associados aos Distúrbios Ondulatórios de Leste no leste do Nordeste do Brasil**. 2018. 175 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2018.
- NEVES, D. J. D.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Padrões atmosféricos associados aos Distúrbios Ondulatórios de Leste no leste do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, 490-505, 2016.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.
- NOGAROTTO, D. C.; LIMA, M. R. G; POZZA, S. A. Análise de componentes principais para verificar relação entre variáveis meteorológicas e a concentração de mp10. **Holos**, ano 36, v.1, e8649, 2020.
- NOGUÉS-PEAGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, n. 2, p. 279–291, 1997.
- OLIVEIRA, F. P; OYAMA, M. D. Antecedent Atmospheric Conditions Related to Squall-Line Initiation over the Northern Coast of Brazil in July. **Weather and Forecasting**. v. 30, p. 1254-1264, 2015.
- OLIVEIRA, A.; NOBRE, C. Nobre. Interactions between frontal systems in South America and tropical convection over Amazon, Paper presented at 2nd International Conference on Southern Hemispheric Meteorology, Wellington, New Zealand, p. 1-5, 1986.
- OLIVEIRA, F. P; OYAMA, M. D. Squall-line initiation over the northern coast of Brazil in March: Observational features. **Meteorol Appl.** 2020;27:e1799, 2019. <https://doi.org/10.1002/met.1799>.
- OLIVEIRA, G. B.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Caracterização de perfis de vento no ambiente de formação das linhas de instabilidade amazônicas. **Ciência e Natura**. v. 38, n. 1, p. 393-403, 2016.
- OLIVEIRA, M. I.; NASCIMENTO, E. L.; KANNENBERG, C. A New Look at the Identification of Low-Level Jets in South America. **Mon. Wea. Rev.** v. 146, p. 2315-2334, 2018.
- PADILHA, C. K. **Estagnação de massa de ar quente e seco sobre a região central do Brasil**. 2008. 143 p. (INPE-14492-TDI/1173). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.14.09>>
- PARKER, M. D.; JOHNSON, R. H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 3413-3436, 2000.
- PEREIRA, R.C.G.; CAVALCANTI, E.P. Regimes pluviométricos da região NE do Brasil: Uma análise dos dados climatológicos de 1961 a 1990 utilizando ACP. **Revista de Geografia (UFPE)**, v. 31, n. 2, p. 248 257. 2014.
- PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**,v. 17, p. 205-212, 2001.
- PEZZI, L. P.; DE SOUZA, R. B.; QUADRO, M. F. L. Uma Revisão dos Processos de Interação Oceano-Atmosfera em Regiões de Intenso Gradiente Termal do Oceano Atlântico Sul Baseada em Dados Observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2016.
- PRADO, B. Q. M.; FERNANDES, H. R.; ARAÚJO, T. G.; LAIA, G. A.; BIASE, N. G. Avaliação de variáveis climatológicas da cidade de Uberlândia (MG) por meio da análise de componentes principais. **Eng Sanit Ambient.** v. 21, n. 2, p. 407-413, 2016.
- QUEIROZ, A. C. S. **Avaliação da precipitação e dos padrões físicos e morfológicos das Linhas de Instabilidade e a relação com o Gradiente Inter-hemisférico do Atlântico Tropical**. 2018. 58 p. Monografia (Bacharelado em Meteorologia). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas. Natal, RN, 2019.

- RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with Southern oscillations. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81-91, 1990.
- REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v. 8(1), p. 34-50, 2012.
- REGAZZI, A.J. Análise multivariada, notas de aula INF 766, Departamento de Informática da Universidade Federal de Viçosa, v.2, 2000.
- RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, v. 6, p. 293-335, 1986.
- RIEHL, H., Waves in the easterlies and polar front in the tropics. Chicago: Chicago University, Department of Meteorology, 79 p., 1945.
- ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A theory for strong, long-lived squall lines. **J. Atmos. Sci.** v. 45, p. 463-485, 1988.
- SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. Sioli, H. (ed.). Dr. W. Junk Publishers, 763 p. 1984.
- SANTOS NETO, L. A. **Análise observacional das linhas de instabilidade formadas na Costa Norte-Nordeste da América do Sul**. Trabalho de Conclusão de Curso do Curso de Graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Pará, 41 p., 2004.
- SANTOS, D.F.; REBOITA, M.S. Jatos de baixos níveis a leste dos andes: comparação entre duas reanálises. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.l.], v. 22, maio 2018.
- SANTOS, S. R. Q.; VITORINO, M. I.; BRAGA, C. C.; CAMPOS, T. L. O. B.; SANTOS, A. P. P. O Efeito de Brisas Marítimas na Cidade de Belém-PA: Utilizando Análise em Multivariada. **Revista Brasileira de Geografia Física**. (05) p. 1110-1120, 2012.
- SATYAMURTY, P., M. S. Teixeira, and C. K. Padilha, 2007: Warm and dry spells (WDS) in austral winter over central South America. *Ann. Geophys.*, 25, 1049–1069, doi:10.5194/angeo-25-1049-2007.
- SÁTYRO, Z. C.; FARIAS C.; CANDIDO, L. A. et al. The relative and joint effect of rivers and urban area on a squall line in the Central Amazonia. **Science of the Total Environment**, 2018.
- SERRÃO, E.; SANTOS, C.; WANZELER, R.; GONÇALVES, L.; LIMA, A. Avaliação da seca de 2005 e 2010 na Amazônia: Análise da Bacia Hidrográfica do Rio Solimões. **Rev. Geogr. Acadêmica** v.9, n.2, p. 5-20, 2015.
- SERVAIN, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 96, n. C8, p. 15137- 15146, 1991.
- SILVA DIAS, M. A. F.; COHEN, J.C.P., GANDÚ, A.W. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera da Amazônia. **Acta Amazônica**. v. 35(2), p. 215-222, 2005.
- SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N. Application of linear spectral model to the study of amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 20405-20419, 1992.
- SILVA, J. P. R.; REBOITA, M. S.; ESCOBAR, G. C. J. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul em campos atmosféricos recentes. ano 15, vol. 25, p. 355-377, 2019.
- SILVA, M. T.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P.; OLINDA, R. A.; GONÇALVES, W. A. Influência da Temperatura da Superfície do Mar na Ocorrência de Linhas de Instabilidade na Costa Norte e Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, 261-268, 2017.
- SOUSA, E. P. **Padrões climáticos de eventos extremos de chuva utilizando Análise Multivariada e de Ondeletas no estado de Minas Gerais**. 2016. 124 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB, 2016.
- SOUZA, A. Análises multivariadas, Análises De Componente Principal (ACP) e de Agrupamento (AA), para identificar futuros sítios de geração de energia eólica. **Interfaces científica**. v. 3, n. 3, p. 9-24, 2015.
- SOUZA, D. C.; OYAMA, D. M. Breeze Potential along the Brazilian Northern and Northeastern Coast. **J. Aerosp. Technol. Manag.**, São José dos Campos, v.7, n. 3, p. 368-378, 2017.
- SUN, W.Y.; ORSLANSKI, I. Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part I: Linear stability analysis. *J. Atmos. Sci.* 38, 1675-1693, 1981.
- TAI, K.S.; OGURA, Y. An observational study of easterly waves over the eastern Pacific in the northern summer using FGGE data. **Journal Atmospheric Sciences**, v.44, n.2, p.339-361, 1987.

- TAKEMI, T. Convection and precipitation under various stability and shear conditions: Squall lines in tropical versus midlatitude environment. **Atmos. Res.** 142, 111–123, 2014.
- TAKEMI, T. Dependence of the precipitation intensity in mesoscale convective systems to temperature lapse rate. **Atmos. Res.** 96, 273–285, 2010.
- TAKEMI, T.; SATOMURA, T. Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environments. **J. Atmos. Sci.** 57, 2085-2101, 2000.
- TAO, W. K., SCALA, J. R., FERRIER, B. SIMPSON, J. The effect of melting processes on the development of a tropical and a midlatitude squall line. **J. Atmos. Sci.** 52, 1934-1948, 1995.
- THORPE, A. J.; MILLER, M. J.; MONCRIEFF, M. W. Two-dimensional convection in non-constant shear: a model of mid-latitude squall lines. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 108, p. 739-672, 1982.
- THORPE, A. J.; MILLER, M. J.; MONCRIEFF, M. W. Two-dimensional convection in non-constant shear: a model of mid-latitude squall lines. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 108, p. 739-672, 1982.
- TOMASELLA, J.; MARENGO, J. A. A seca de 2010 na Amazônia. **Science**, v. 331, n. 6017, p. 532, 2011.
- TOMAZIELLO, A. C. N.; CARVALO, L. M. V.; GANDU, A. W. Intraseasonal variability of the Atlantic Intertropical Convergence Zone during austral summer and winter. **Climate Dynamics**, v. 47, p. 1717-1733, 2016.
- TRENBERTH, K. E.; STEPANIAK, D. P. Indices of El Niño Evolution. **Journal of Climate**. v. 14, n. 8; p. 1520-0442, 2001.
- TRIER, S. B.; LEMONE, M. A. Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Organization mechanisms inferred from numerical simulation. **J. Atmos. Sci.**, v. 54, p. 386-407, 1997.
- UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: a posição da ZCIT no Atlântico equatorial. **Climanálise**, v. 4, n. 07, p. 34-40, 1989.
- VIANELLO, R.L.; ALVES, A. R. Meteorologia e aplicações. Viçosa: UFV, 1991. 449p.
- WAKIMOTO, R. M.; STAUFFER, F.; LEE, W. C. The Vertical Vorticity Structure within a Squall Line Observed during BAMEX: Banded Vorticity Features and the Evolution of a Bowing Segment. **Mon. Wea. Rev.** v. 143, p. 341-362, 2015.
- WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. A theory for strong long-lived squall lines. Revised. **J. Atmos. Sci.**, v. 61, n. 4, p. 361-382, 2004.
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of isolated convective storms. Mesoscale Meteorology and Forecasting edited by Peter S. Ray. **American Meteorological Society**. p. 331-353, 1986.
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. **J. Atmos. Sci.**, v. 45, p. 1990-2013, 1988.
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyance. **Mon. Wea. Rev.** v. 110, p. 504-520, 1982.
- WILKS, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 2. ed. London, **Academic Press**, 2006. 649p.
- ZIPSER, E. J. Mesoscale and convective – scale downdrafts as distinct components of squall- line circulation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 105, p. 1568 – 1589, 1977.