



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**CARACTERÍSTICA DE EVENTOS DE TEMPO
SIGNIFICATIVO DURANTE A ESTAÇÃO SECA E
ÚMIDA DE MANAUS**

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

Aline Luara dos Santos

Itajubá, MG, Brasil

2019

**CARACTERÍSTICA DE EVENTOS DE TEMPO
SIGNIFICATIVO DURANTE A ESTAÇÃO SECA E ÚMIDA DE
MANAUS**

por

Aline Luara dos Santos

Monografia apresentada à comissão examinadora
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas
da Universidade Federal Itajubá (UNIFEI, MG), como
requisito parcial para obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas.

Orientador: Enrique Vieira Mattos

Coorientador: Cristiano Wickboldt Eichholz

**Itajubá, MG, Brasil
2019**

**Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a Monografia

**CARACTERÍSTICAS DE EVENTOS DE TEMPO SIGNIFICATIVO
DURANTE A ESTAÇÃO SECA E ÚMIDA NA REGIÃO DE MANAUS**

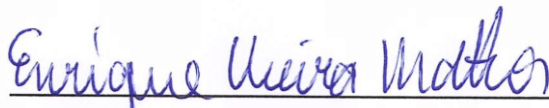
elaborada por

Aline Luara dos Santos

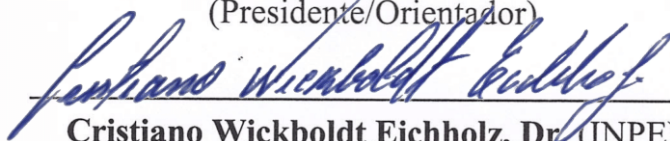
Como requisito parcial para a obtenção do grau de

Bacharel em Ciências Atmosféricas

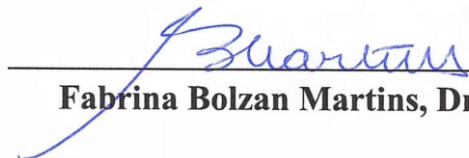
Comissão Examinadora:



Enrique Vieira Mattos, Dr. (UNIFEI)
(Presidente/Orientador)



Cristiano Wickboldt Eichholz, Dr. (INPE)



Fabrina Bolzan Martins, Dr^a. (UNIFEI)

Itajubá, 20 de novembro de 2019.

Aos meus pais Rinaldo, Juliana e minha irmã Mariana.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelo dom da vida e por sempre me dar forças para continuar, mesmo nos momentos mais escuros e difíceis.

Aos meus ídolos, meus pais Juliana e Rinaldo, obrigada pelo amor incondicional e pelo exemplo de vida, sem vocês eu não seria nada. E também a minha irmã, Mariana, que sempre acreditou no meu potencial e nunca negou uma palavra de incentivo. Somente vocês, têm conhecimento das todas as minhas lutas diárias e sempre lutaram elas comigo, saibam que essa vitória também é de vocês! Nem todas as palavras do mundo conseguem descrever o quanto eu sou grata por ter vocês como família.

A todos os professores que cruzaram o meu caminho durante esses cinco anos na Universidade Federal de Itajubá, em especial aos professores do curso de Ciências Atmosféricas por me proporcionarem o conhecimento não apenas racional, mas a manifestação do caráter e afetividade da educação no processo de formação profissional.

Ao meu orientador Enrique Vieira Mattos e meu coorientador Cristiano Wickboldt Eichholz pela confiança depositada em mim, que dedicaram inúmeras horas para me auxiliar, e ainda por todos os ensinamentos, atenção, paciência e incentivo durante esse período. Vocês se mostraram além de ótimos pesquisadores, pessoas brilhantes.

Aos colegas de graduação, que viraram amigos com o tempo e compartilharam comigo momentos de dificuldade e de alegria, agradeço pela troca de ideias e ajuda mútua. Juntos conseguimos avançar e ultrapassar todos os obstáculos. E aos amigos da vida, que mesmo com a distância se mostraram presentes e me ajudaram a trilhar essa caminhada.

A Universidade Federal de Itajubá pela oportunidade de fazer o curso de Ciências Atmosféricas. Obrigada por me oferecer professores incríveis, um ambiente de estudo saudável e muitos estímulos para participar de atividades acadêmicas. Sou grata não só aos professores, mas também à direção, ao pessoal do administrativo, da limpeza e demais colaboradores da instituição.

Por fim, sou grata a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação.

“Na vida não existe nada a perder, mas a entender.”
Marie Curie

RESUMO

Monografia de Graduação
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

CARACTERÍSTICAS DE EVENTOS DE TEMPO SIGNIFICATIVO DURANTE A ESTAÇÃO SECA E ÚMIDA DE MANAUS.

AUTOR(A): ALINE LUARA DOS SANTOS
ORIENTADOR: ENRIQUE VIEIRA MATTOS
Itajubá, 20 de novembro de 2019.

O objetivo deste trabalho foi analisar os eventos de tempo significativos (ETS) e verificar a diferença microfísica dos sistemas precipitantes entre as estações úmida e seca que ocorreram durante os experimentos de campo CHUVA/GoAmazon em 2014, na região de Manaus/AM. Foram utilizados dados do radar Banda-S, dados de rastreamento de células de chuva e dados de radiossondas coletados durante os experimentos. Uma metodologia para a classificação de ETS, baseada na taxa de precipitação média dos sistemas precipitantes e a técnica dos percentis foi definida. Embora a estação úmida apresente maior conteúdo de água precipitável e acumulados de chuva, os sistemas precipitantes da estação seca foram os que apresentaram maiores taxas de precipitação e, por isso, maior potencial para o desenvolvimento de eventos severos. No geral, maior quantidade de casos de ETS ocorreram durante a estação seca e de transição, período com menor umidade atmosférica, porém com maiores valores de Energia Disponível para Convecção (CAPE), Energia de Inibição Convectiva (CINE) e cisalhamento vertical do vento, o que contribuiu para processos convectivos mais intensos e duradouros. Em relação a microfísica dos sistemas precipitantes nota-se que na estação úmida não há presença de gelo grande (> 20 mm) no interior nas nuvens. A estação seca apresenta maiores valores de refletividade, VIL e EcoTop 20 dBZ em relação a estação úmida.

Palavras-chave: Tempo significativo. Meteorologia. Microfísica. Amazônia.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Região de Estudo.....	8
FIGURA 2 - Imagens CAPPI em 3 km de altura de refletividade (dBZ) da tempestade ocorrida em Manaus no dia 14 de fevereiro de 2014.....	12
FIGURA 3 - Evolução diurna da taxa de precipitação média dos sistemas precipitantes atuantes em Manaus na estação úmida e seca no ano de 2014.....	14
FIGURA 4 - <i>Boxplot</i> mensal da taxa de precipitação e água precipitável para os sistemas precipitantes que ocorreram em Manaus/AM no ano de 2014.....	15
FIGURA 5 - Histograma da densidade de probabilidade da taxa de precipitação média para a estação úmida e seca para Manaus/AM no ano de 2014.....	16
FIGURA 6 - <i>Boxplot</i> mensal do CAPE, CINE e Shear para os sistemas precipitantes que ocorreram em Manaus/AM no ano de 2014.....	17
FIGURA 7 - <i>Boxplot</i> mensal da duração e raio efetivo dos sistemas precipitantes rastreados pelo algoritmo ForTraCC que ocorreram em Manaus/AM no ano de 2014.	19
FIGURA 8 - <i>Boxplot</i> da taxa de precipitação para os eventos regulares e significativos que ocorreram em Manaus/AM em função das classes de: CAPE, CINE, água precipitável e Shear para a estação úmida, transição e seca no ano de 2014.....	20
FIGURA 9 - <i>Boxplot</i> do raio efetivo para os eventos regulares e significativos que ocorreram em Manaus/AM em função das classes de CAPE, CINE, água precipitável e Shear para a estação úmida, transição e seca no ano de 2014.....	21
FIGURA 10 - <i>Boxplot</i> da duração para os eventos regulares e significativos que ocorreram em Manaus/AM em função das classes de CAPE, CINE, água precipitável e Shear para a estação úmida, transição e seca no ano de 2014.	22
FIGURA 11 - Histograma bidimensional da temperatura (0°C) em função da refletividade (dBZ) para as tempestades ocorridas na estação úmida e estação seca em Manaus no ano 2014.....	23
FIGURA 12 – <i>Bloxplot</i> da refletividade (dBZ) média e máxima das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.	24
FIGURA 13 - <i>Bloxplot</i> do VIL médio e máximo das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.....	25
FIGURA 14 - <i>Bloxplot</i> do DVIL médio e máximo das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.	26
FIGURA 15 - <i>Bloxplot</i> da Altura de Waldvogel média e máxima das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.....	26

FIGURA 16 - *Bloxplot* do EcoTop de 20 dBZ (km) médio e máximo das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014. 27

FIGURA 17 – Ciclo de vida das propriedades refletividade), VIL, Altura de Waldvogel e EcoTop 20dBZ para as tempestades ocorridas em Manaus no ano de 2014 da estação úmida: (A) 02/02/2014 (tempestade 6), (B) 14/02/2014 (tempestade 3), (C) 20/02/2014 (tempestade 2), (D) 02/03/2014 (tempestade 4) e (E) 11/03/2014 (tempestade 5). 28

FIGURA 18 - Ciclo de vida das propriedades refletividade, VIL, Altura de Waldvogel e EcoTop 20dBZ para as tempestades ocorridas em Manaus no ano de 2014 da estação úmida: (A) 08/08/2014 (tempestade 7), (B) 17/08/2014 (tempestade 8), (C) 01/09/2014 (tempestade 10), (D) 07/09/2014 (tempestade 1) e (E) 16/09/2014 (tempestade 9). 29

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Categorização das variáveis ambientais através da divisão baseado em percentis.	10
TABELA 2 – Tempestades ocorridas em Manaus/AM que foram selecionadas para o estudo da microfísica referente ao ano de 2014.	11
TABELA 3 – Número de eventos precipitantes que ocorreram em 2014 na cidade de Manaus/AM.	20

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

°C	- Graus Celsius
AM	- Amazonas
AW	- Altura de Waldvogel
CAPE	- Energia disponível para Convecção
CAPPI	- <i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
CCM	- Complexos Convectivos de Mesoescala
CFAD	- <i>Contour Frequency by Altitude Diagrams</i>
CINDACTA	- Quarto Centro Integrado de Defesa Aérea e Controle de Tráfego Aéreo
IV	
CINE	- Energia de Inibição Convectiva
dBZ	- Decibéis
DVIL	- <i>Vertically Integrated Liquid Water Content Density</i>
ETS	- Eventos de Tempo Significativos
ForTraCC	- <i>Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters</i>
IWP	- Água precipitável
Km	- Quilômetros
km ²	- Quilômetros quadrados
LBA	- Experimento de Grande Escala de Interação Biosfera-Atmosfera na Amazônia
LI	- Linhas de Instabilidade
m	- Metros
MA	- Maranhão
mm	- Milímetros
NCN	- Núcleos de Condensação de Nuvens
NZCAS	- Ausência da Zona de Convergência do Atlântico Sul
Projeto	- <i>Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A</i>
CHUVA	<i>Contribution to Cloud-Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement</i>
S	- Sul
SCA	- Sistemas Convectivos Alongados
SCM	- Sistemas Convectivos de Mesoescala
Shear	- Cisalhamento Vertical do Vento

SIPAM	- Serviço de Proteção da Amazônia
TRMM	- <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
VCAN	- Vórtice Ciclônicos de Altos Níveis
VIL	- <i>Vertically Integrated Liquid Water Content</i>
WETAMC	- <i>Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign</i>
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVO GERAL	2
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
2. REFERENCIAL TEÓRICO	3
2.1 REGIME DE PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO NORTE	3
2.2 CARACTERÍSTICAS DA ESTAÇÃO ÚMIDA E SECA EM MANAUS	4
2.3 SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA	5
2.4 RASTREAMENTO DE SISTEMAS CONVECTIVOS.....	6
3. MATERIAL E MÉTODO	7
3.1 DADOS DO PROJETO CHUVA/GoAMAZON	7
3.2 RASTREAMENTO DOS SISTEMAS PRECIPITANTES.....	8
3.3 EVENTOS DE TEMPO SIGNIFICATIVO	9
3.4 CARACTERÍSTICAS MICROFÍSICAS.....	10
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	13
4.1 CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS	13
4.1.1 Regime de Precipitação em Manaus/AM.....	13
4.1.2 Energia Disponível para Convecção (CAPE).....	16
4.1.3 Energia de Inibição Convectiva (CINE)	17
4.1.4 Cisalhamento Vertical do Vento (Shear)	18
4.1.5 Influência das características ambientais nos sistemas precipitantes	19
4.2 CARACTERÍSTICAS MICROFÍSICAS DOS SISTEMAS PRECIPITANTES...	22
5. CONCLUSÃO	30
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	31

1. INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica possui uma área de aproximadamente cinco milhões de quilômetros quadrados, com diferentes barreiras ao seu redor. Por exemplo, a Cordilheira dos Andes, com elevações chegando a 6.000 m de altitude, limita a bacia a oeste, já a leste encontra-se o Oceano Atlântico. A parte norte da região amazônica é limitada pelo Planalto das Guianas, com picos montanhosos de até 3.000 m. Em contrapartida, a parte sul é delimitada pelo Planalto Central, com altitudes de 1.200 m (FISCH et al., 1998). Segundo Ferreira da Costa et al. (1998) a Amazônia possui características bem peculiares, se diferenciando em muitos aspectos de outras regiões do planeta, como por exemplo longos e intensos episódios de precipitação, bem como seu tipo de vegetação e sua taxa de evapotranspiração. Logo a precipitação possui grande influência na caracterização climática, sendo um importante modulador das características e do comportamento de outros elementos, tais como temperatura, umidade relativa, ventos (NOBRE et al., 2009).

De acordo com Peagle (1987) um dos principais centros de atividade convectiva da região tropical é a bacia amazônica. Grecco et al. (1990) documentaram que durante a estação úmida são formadas nuvens com grande desenvolvimento convectivo responsáveis pela principal fonte de precipitação na região. Deste modo, é de grande importância compreender a dinâmica da precipitação nesta região, bem como os mecanismos que influenciam a formação dos sistemas precipitantes e como são modulados pelas características ambientais dessa região.

Segundo Molion (1987) os mecanismos que causam precipitação na região Amazônica podem ser divididos em três tipos: i) convecção diurna, resultado do aquecimento da superfície, ii) circulação média de larga escala, como linhas de instabilidade formadas na costa do Atlântico e iii) sistemas convectivos de meso e macro escala, associados com a entrada de sistemas frontais na região Sul/Sudeste do Brasil (friações). Segundo Fisch et al. (1998) o período úmido, o qual apresenta uma forte atividade convectiva, na região amazônica ocorre de novembro a março e o período de seca compreende os meses de maio e setembro. Os meses de abril e outubro são a transição entre as estações seca e úmida.

Na parte oeste e central da Amazônia, que tem uma conexão com a posição geográfica da Alta da Bolívia, a distribuição de precipitação no trimestre de dezembro a fevereiro é de um acumulado superior a 900 mm, um regime de precipitação considerado alto. Enquanto que no trimestre de junho a agosto o centro de máxima precipitação é deslocado para norte sobre a

América Central, devido a influência do ramo descendente da Célula de Hadley, que induz um período de seca bem característico (FISCH et al., 1998) nesses três meses.

Os sistemas precipitantes podem produzir precipitação com características estratiforme ou convectiva. Essa diferença ocorre devido a magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens e da escala de tempo dos processos microfísicos de formação da precipitação (HOUGHTON, 1968). Segundo Steiner et al. (1995) uma precipitação convectiva está associada com alta velocidade vertical das correntes ascendentes ($\approx 10 \text{ m s}^{-1}$) e altas taxas pluviométricas, geralmente superiores a 10 mm h^{-1} ; enquanto nos sistemas estratiformes predomina extensa área de cobertura, baixas velocidades verticais de vento, homogeneidade horizontal e taxas de precipitação menores, geralmente inferiores a 10 mm h^{-1} (ANAGNOSTOU e KUMMEROW, 1997).

Tradicionalmente sistemas precipitantes têm sido estudados através de informações de pluviômetros e radares meteorológicos. Os pluviômetros representam uma medida precisa da precipitação, porém são limitados espacialmente dependendo da distribuição espacial da rede de estações pluviométricas. Em contrapartida, os radares meteorológicos possuem a capacidade de estimar a precipitação em três dimensões, assim como, permite estimar o campo de vento radial, detecção de turbulência e cisalhamento do vento, previsão de curtíssimo prazo, detecção de granizo e gelo permitindo uma classificação do tipo de partículas nas nuvens entre outras coisas (RINEHART, 2007). Apesar do custo elevado, a utilização de radares meteorológicos representa uma importante ferramenta para avaliar as diferenças entre os sistemas precipitantes que ocorrem na estação seca e úmida da região amazônica, visto a grande dimensão espacial dessa região. Embora o advento dos radares proporcionou um grande avanço no entendimento das propriedades dos sistemas precipitantes, ainda existe uma quantidade reduzida de trabalhos visando entender as diferenças entre as estações seca e úmida da Amazônia do ponto de vista físico e microfísico das nuvens. Esse conhecimento pode ser fundamental para melhorar as parametrizações de estimativa de precipitação em modelos de previsão numérica de tempo; visto que os processos de formação de precipitação e de escala convectiva ainda são pouco detalhados nesses modelos.

1.1 Objetivo geral

O presente estudo tem objetivo definir e analisar os eventos de tempo significativo e as diferenças microfísicas dos sistemas precipitantes na estação seca e úmida durante os experimentos CHUVA-GoAmazon2014/15.

1.2 Objetivos específicos

- 1) Avaliar o impacto das características ambientais no desenvolvimento dos sistemas precipitantes da estação seca e úmida.
- 2) Caracterizar as propriedades físicas dos sistemas precipitantes da estação seca e úmida.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Regime de Precipitação na Região Norte

Segundo Marengo (2003) a região norte do Brasil, exceto sua parte norte, apresenta significativa diversidade espacial de precipitação e é no setor ocidental da região que se observa o maior acumulado de precipitação, ultrapassando 2450 mm ano⁻¹. Essa região pode ser dividida em três sub-regiões de abundante precipitação: i) o primeiro núcleo encontra-se no noroeste da Amazônia e é onde há o maior acumulado anual de precipitação, podendo exceder 3000 mm ano⁻¹ (MARENGO, 2003), ii) o segundo centro está situado em torno de 5° S, na região central da Amazônia, com acumulado de precipitação de 2500 mm ano⁻¹ (FIGUEROA e NOBRE, 1990) e iii) o terceiro núcleo possui um acumulado de 1750 mm ano⁻¹ e está localizado na região sul da Amazônia (MARENGO, 2003).

A precipitação na região central e noroeste da Amazônia está relacionada à condensação de ar úmido conduzido pelos ventos alísios, que ao passarem próximo aos Andes sofrem levantamento orográfico (NOBRE et al., 1991; GARREAUD e WALLACE, 1997; DA ROCHA et al., 2009). A precipitação próxima aos Andes ocorre no período noturno, isso se deve ao fato da convergência do escoamento sotavento com os ventos alísios de nordeste sobre a bacia Amazônica (GARREAUD e WALLACE, 1997; DA ROCHA et al., 2009). Um fenômeno atmosférico adicional comum que pode originar precipitação na região é a circulação de brisa fluvial no período vespertino, devido a extensa malha hidrográfica da região (FISCH et al., 1998). Além disso, podem ocorrer as friagens, que são causadas por frentes frias com grande deslocamento meridional que chegam a região norte do país (MOLION, 1987).

A parte norte da região norte, onde está situada a cidade de Manaus, possui máximos pluviométricos no primeiro semestre do ano e o sistema atmosférico mais importante para a precipitação na região é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). No verão e outono, este sistema atmosférico atinge sua posição mais sul, contribuindo para o estabelecimento da estação úmida na região. Nas demais estações do ano, a ZCIT migra para norte e seu ramo descendente austral atinge a região inibindo a precipitação. Independente da época do ano, a

precipitação durante o dia pode ser influenciada pela brisa marítima, enquanto à noite pela convergência entre a brisa terrestre com os ventos alísios de sudeste. Neste processo, linhas de instabilidade podem se formar e adentrar o continente. Ao longo do ano, há um intenso aquecimento radiativo da superfície e isso favorece a convecção, e, conseqüentemente, a formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), que são sistemas que causam precipitações intensas. A porção leste da região Amazônica também pode ser influenciada pela passagem de sistemas frontais, pelo Vórtice Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) e ondas no escoamento de leste (REBOITA et al., 2010).

2.2 Características da Estação Úmida e Seca em Manaus

Segundo Oliveira et al. (2006) a região de Manaus apresenta um regime de precipitação bem definido, onde o período chuvoso compreende os meses de dezembro a maio, enquanto o período seco inicia-se em julho e vai até em novembro. Durante a estação úmida, Fisch et al. (2000) mostraram que a evolução da camada de mistura é bastante semelhante sobre a pastagem e sobre a floresta, com um crescimento um pouco mais rápido durante as primeiras horas da manhã sobre a floresta.

Carey et al. (2001) notaram que as primeiras nuvens convectivas do dia se formam sobre a floresta e sobre as regiões mais altas, e que precipita mais sobre a floresta. Machado et al. (2002) mostraram que os SCM observados durante o experimento de Grande Escala de Interação Biosfera-Atmosfera na Amazônia: *Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign/Tropical Rainfall Measuring Mission* (WETAMC-LBA/TRMM) formaram-se preferencialmente sobre regiões mais elevadas indicando que a topografia é um fator dominante mesmo na Amazônia, onde as diferenças de elevação não são muito grandes. Durante a estação úmida, na região sudoeste da Amazônia, notou-se uma sucessão de períodos em que os ventos entre 1000 e 3000 m de altura eram predominantemente de leste ou de oeste. Por exemplo, Herdies et al. (2002) associaram os períodos de ventos de oeste com a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os períodos de ventos de leste com a ausência da ZCAS (NZCAS).

Em relação ao ciclo diurno da taxa de precipitação (utilizando apenas valores não nulos que definem a precipitação condicional), estudos mostraram que valores mais elevados ocorrem à tarde, porém com um máximo mais acentuado em situações de ocorrência de NZCAS. A relação entre taxa de precipitação convectiva e estratiforme é maior no caso de NZCAS do que no caso de ZCAS (SILVA DIAS et al., 2005). Carvalho et al. (2002) mostram que o regime de ventos de leste tem sistemas convectivos mais profundos, porém de tamanho

menor do que no caso dos ventos de oeste. Williams et al. (2002) por outro lado mostraram que durante os eventos de ventos de leste observa-se um número de relâmpagos até quatro vezes maior do que durante os ventos de oeste. Além disso, Williams et al. (2002) realizaram uma análise da concentração dos núcleos de condensação de nuvens (NCN) para as categorias de ventos de leste e oeste durante a estação úmida e para a estação seca. Notou-se que durante os eventos de oeste a atmosfera é mais limpa que durante os eventos de leste. E ainda muito mais limpa na estação úmida que durante a estação seca, devido a presença de partículas geradas pelas queimadas.

Durante a estação úmida, Roberts et al. (2002) mostraram que a fração de sulfatos provenientes do decaimento orgânico da biomassa que se depositam sobre pequenas partículas de poeira ou de material orgânico levantado pelos ventos, converte essas partículas em núcleo de condensação (NCN). Dessa forma, quando se têm alguns dias com pouca precipitação cobrindo pequenas áreas, como no caso do regime de ventos de leste, a concentração de NCN começa gradualmente a aumentar. Durante os eventos de oeste, as grandes áreas com precipitação promovem uma limpeza do ar, removendo material particulado e NCN. Carvalho et al. (2002) mostraram que a alternância entre os regimes de leste e de oeste associada à presença ou não da ZCAS está associada a oscilações intrasazonais que tem escala global.

2.3 Sistemas Convectivos de Mesoescala

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são conjuntos de nuvens profundas e mais extensas do que tempestades individuais e, geralmente, seu ciclo de vida varia entre 6 a 12 horas (HOUZE, 1993). Esses sistemas são um aglomerado de várias de tempestades e podem gerar precipitação continua sobre áreas que ultrapassam 100 km na escala horizontal. E ainda, as tempestades inseridas dentro dos SCM podem gerar precipitação intensa, granizo, ventos fortes e relâmpagos (HOUZE, 1993; COTTON et al., 2010), o que demonstra a importância dos estudos que tem como foco os SCM. A classificação dos SCM é baseada na sua forma e pode ser dividida em: Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), linhas de instabilidade (LI) e sistemas convectivos alongados (SCA). E ainda, os SCM podem ter origem tropical e extratropical (COTTON e ANTHERS, 1989).

Maddox (1980) introduziu a definição de CCM ao analisar imagens de satélite no canal infravermelho de tempestades no centro dos Estados Unidos em 1978. De acordo com o autor, os CCM apresentam temperatura de brilho inferior que $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ numa área maior do que 100.000 km^2 e, no interior dessa, possuem temperatura menor do que $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ numa área maior do que 50.000 km^2 . E ainda no estágio de máximo desenvolvimento devem possuir

excentricidade superior que 0,7. Quando os critérios de temperatura e área forem satisfeitos e sua duração é estabelecida quando esses mesmos critérios forem mantidos por mais de seis horas é dado o início do sistema. A partir desses critérios há a garantia que o sistema seja ativo e que a precipitação ocorra sobre uma área significativa. Em resumo, os CCM são conjuntos de nuvens *cumulonimbus* com formato circular. É comum a ocorrência de CCM na área entre o Paraguai, norte da Argentina e Brasil. Nessa região, a combinação de alguns sistemas atmosféricos fornece condições propícias a formação dos CCM, entre elas: o calor e umidade que é transportado da Amazônia para as latitudes subtropicais pelo jato de baixos níveis a leste dos Andes e a divergência de massa associada ao jato subtropical em níveis elevados da atmosfera (SILVA DIAS, 1987; REBOITA et al., 2010.; NETA e DA SILVA, 2016). Entretanto, esses sistemas também são responsáveis pela gênese de outros SCM sem forma definida.

As linhas de instabilidade são bandas de nuvens *cumulonimbus* de vários tamanhos que se dispõem em curva ou em linha, deslocando de maneira uniforme durante o seu ciclo de vida e permanecem por poucas horas até um dia (HOUZE, 1977, COTTON e ANTHERS, 1989; SILVA DIAS, 1987). As LI, geralmente, se formam na superfície entre uma massa de ar quente e úmida e uma massa de ar frio e seca e produzem ventos muito fortes em superfície. As LI mais com maiores intensidades estão associadas a linhas de células convectivas profundas, que surgem no setor quente, aproximadamente 200-300 km na dianteira das frentes frias (BROWNING, 1986).

Sistemas convectivos alongados são sistemas convectivos formados por um conjunto de nuvens *cumulonimbus* com formato alongado e também são associados a precipitação intensa. Esses sistemas se encaixam nos critérios estabelecidos por Maddox (1980) quanto à duração e tamanho, mas se diferenciam dos CCM pela excentricidade, por apresentar valores inferiores a 0,7 (ANDERSON e ARRITT, 1998).

2.4 Rastreamento de Sistemas Convectivos

Williams e Houze (1987) sugeriram uma das primeiras metodologias de rastreamento automatizado de sistemas, que propunha a sobreposição mínima entre sistemas convectivos em imagens sucessivas de satélites. Arnaud et al. (1992), também desenvolveram e aplicaram uma técnica similar para analisar SCM, porém esta considerava critérios para identificar situações em que o sistema sofresse divisões ou combinações com outras tempestades. Adicionalmente, a técnica de rastreamento de Feidas e Cartalis (2001) também considera a sobreposição de sistemas convectivos entre imagens consecutivas, porém além do canal

infravermelho, imagens do vapor d'água são utilizadas para aperfeiçoar a detecção das células convectivas.

Mathon e Laurent (2001) também desenvolveram uma metodologia de acompanhamento do deslocamento dos SCM, que considera situações de fusão e separação dos SCM, permitindo diferenciar aqueles que evoluíram de uma fusão daqueles que se desenvolveram isoladamente. Nesta metodologia em cada passo de tempo a localização do SCM e as características morfológicas e radiativas são calculadas para diferentes limiares de temperatura. Carvalho e Jones (2001) desenvolveram uma metodologia baseada na identificação de sistemas de nuvens convectivas em imagens do canal infravermelho, e no uso da técnica de máxima correlação espacial para rastrear e acompanhar sistemas convectivos. A técnica, chamada de MASCOTTE (*Maximum Spatial Correlation Tracking Technique*) assume que a correlação espacial entre regiões definidas por um dado sistema de nuvem convectiva em imagens consecutivas deve permanecer acima de um dado limiar.

No Brasil, Vila et al. (2008), desenvolveram uma técnica de rastreamento de SCM chamada de ForTraCC (*Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters*). O ForTraCC identifica, rastreia e prevê a localização dos SCM através das imagens do canal infravermelho, além de calcular vários parâmetros, como por exemplo, excentricidade, velocidade e direção de propagação, taxa de expansão da área de cobertura do sistema convectivo, entre outros (VILA et al., 2008). As principais etapas de processamento deste algoritmo são:

- a) Detecção do cluster de nuvens baseado em limiares de temperatura e tamanho;
- b) Estimativa de parâmetros morfológicos e radiativos;
- c) Rastreamento do cluster de nuvens baseado na sobreposição das áreas em imagens sucessivas;
- d) Previsão do deslocamento e fase do ciclo de vida do sistema convectivo baseado em sua evolução nos horários precedentes.

3. MATERIAL E MÉTODO

3.1 Dados do Projeto CHUVA/GoAmazon

Entre 2010 a 2015 foi realizado o Projeto CHUVA, acrônimo para *Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud-Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement*, que tinha como objetivo o aperfeiçoamento sobre os processos físicos no interior das nuvens e a diminuição das incertezas na estimativa da precipitação por satélite e radar. O projeto realizou alguns experimentos ao redor do Brasil,

abrangendo as seguintes localidades: Alcântara/MA, Fortaleza/CE, Belém/PA, Vale do Paraíba/SP, Santa Maria/RS e Manaus/AM. Esses experimentos focaram nas etapas de desenvolvimento, evolução, no ciclo de vida, nas características microfísicas apresentadas por tempestades, nos processos da camada limite e em modelos de estimativa de precipitação e microfísica de nuvens. No decorrer das campanhas foram realizadas diariamente quatro radiossondagens a fim de obter dados de pressão, temperatura e umidade, que caracterizam o estado da atmosfera no momento. Mais detalhes do Projeto CHUVA podem ser encontrados em Machado et al. (2014).

O projeto *GoAmazon* aconteceu nos anos de 2014 e 2015 na região de Manaus/AM, no mesmo período do projeto CHUVA para o experimento em Manaus. Um de seus objetivos foi de analisar a evolução da intensidade da convecção de nuvens para tempestades severas durante a transição da estação seca para estação úmida. Mais informações sobre o Projeto *GoAmazon* podem ser encontradas em Martin et al. (2016).

Ao longo de ambos os experimentos, CHUVA e *GoAmazon*, foi utilizado o radar banda S, com resolução espacial de 2 km e temporal de 12 minutos e raio de cobertura de 180 km. O radar estava localizado na cidade de Manaus/AM (Figura 1) e foi operado pelo Serviço de Proteção da Amazônia (SIPAM) e pelo quarto Centro Integrado de Defesa Aérea e Controle de Tráfego Aéreo (CINDACTA IV). Este estudo considera os meses de fevereiro e março a estação úmida e a estação seca os meses de agosto e setembro, os demais meses são considerados período de transição.

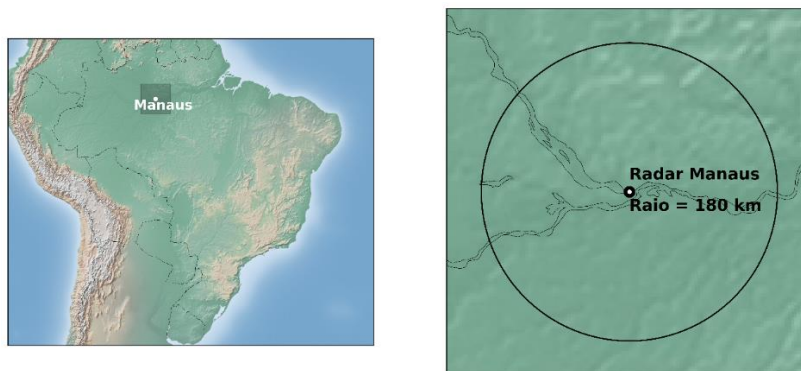


Figura 1 - Região de Estudo indicando a cidade de Manaus e o range de distância de 180 km do radar.

3.2 Rastreamento dos sistemas precipitantes

Para esse trabalho foi utilizado o algoritmo de rastreamento denominado *Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC). Esse algoritmo foi desenvolvido por Vila et al. (2008) e a partir de imagens de satélites geoestacionários no canal infravermelho ele faz o rastreamento de sistemas convectivos partindo do pressuposto que

baixas temperaturas de brilho representam nuvens associadas à convecção profunda (LAURENT et al., 2000). Este algoritmo considera a utilização de dois limiares de temperatura. O primeiro limiar serve para identificar o sistema convectivo enquanto o segundo limiar, mais frio, serve para delimitar os *clusters* convectivos inseridos nesse sistema. Para cada sistema convectivo são calculados parâmetros como tamanho, números de clusters convectivos, forma e excentricidade, em seguida verifica-se a sobreposição das áreas desse sistema convectivo original e do sistema candidato na imagem seguinte, calculando: a fração desta sobreposição, a velocidade e direção de propagação. Esse método permite o rastreamento do sistema convectivo durante todo o seu ciclo de vida, permitindo estudar a evolução de suas propriedades morfológicas e radiativas. Queiroz (2009) adaptou o algoritmo ForTraCC para o uso de dados de radar meteorológico, o qual permitiu caracterizar sistemas precipitantes com base em limiares de refletividade e tamanho. Para este trabalho foram utilizados os limiares de refletividade e tamanho de 30 dBZ e 10 pixels (40 km²), respectivamente.

A principal fonte de dados para esta etapa são os *Constante Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de refletividade em 3 km de altura provenientes do radar banda S de Manaus/AM, coletadas durante os experimentos dos Projetos CHUVA-GoAmazon. O resultado do processamento feito pelo ForTraCC permite avaliar as características dos sistemas precipitantes, como data e hora da iniciação assim como a evolução temporal do tamanho, da duração, da refletividade máxima e média e da velocidade zonal e meridional. O tamanho do sistema está associado ao raio efetivo, que equivale ao raio de um círculo com a mesma área da célula. A estimativa da taxa de precipitação foi obtida utilizando a relação ZR de Marshall-Palmer (1948), apresentada na Equação 1, e dados de refletividade para determinar a taxa de precipitação.

$$Z = 200 * R^{1,6} \quad (1)$$

Em que: Z é a refletividade em dBZ, 200 e 1,6 são constantes e R a taxa de precipitação em mm h⁻¹.

3.3 Eventos de Tempo Significativo

A região de Manaus/AM foi escolhida por apresentar regime de precipitação bem definido, bem como marcante variabilidade sazonal. A análise do impacto das características ambientais: Energia disponível para Convecção (CAPE), Energia de Inibição Convectiva (CINE), Água precipitável (IWP) e Cisalhamento Vertical do Vento (Shear) sobre as características dos sistemas precipitantes (taxa de precipitação, tamanho e duração) foi

realizada por meio do agrupamento das características ambientais em três categorias. Cada categoria foi definida através de percentis, de modo que, a **classe fraca** foi composta pelos valores que abrangem os percentis de 0 % a 33 %, a **classe mediana** do percentil 33 % a 66 % e a **classe intensa** com valores acima do percentil 66 %. A Tabela 1 mostra os intervalos de classes definidos para o CAPE, CINE, Shear e IWP.

Foram considerados Eventos de Tempo Significativos (ETS) os sistemas em que os valores de taxa de precipitação média (mm h^{-1}), raio efetivo (km) e duração (horas) são maiores ou iguais ao percentil 90%. Essa metodologia é similar a empregada por outros trabalhos como Vicente (2005) e Pendergrass et al. (2018).

Tabela 1 – Categorização das variáveis ambientais através da divisão baseado em percentis.

Variáveis ambientais	Categoria		
	Fraco (0 – 33%)	Mediano (33 – 66%)	Intensa (> 66%)
CAPE (J.kg^{-1})	0 – 1003,99	1004 – 1683,99	1684 – 4140
CINE (J.kg^{-1})	0 – 3,99	4 – 11,99	12 – 372
Shear (m.s^{-1})	0 – 3,33	3,34 – 5,71	5,72 – 13,80
IWP (mm)	0 – 50,96	50,97 – 54,74	54,75 – 163,31

CAPE: Energia disponível para Convecção; CINE: Energia de Inibição Convectiva; Shear: Cisalhamento Vertical do Vento e IWP: Água precipitável.

As relações entre as características dos sistemas precipitantes (taxa de precipitação, tamanho, duração e número de sistemas) e as características ambientais (CAPE, CINE e IWP), foram avaliadas considerando os sistemas precipitantes que atuaram uma hora antes e uma hora após o lançamento das radiossondas, nos horários sinóticos das 06h UTC (02h00 horário local), 12h UTC (08h00 horário local), 18h UTC (14h00 horário local) e 00h UTC (20h00 horário local).

3.4 Características Microfísicas

Nessa etapa foram avaliadas as diferenças microfísicas dos sistemas precipitantes que ocorreram na estação seca e úmida. Para isso foi utilizado os *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) do radar de Manaus. O CAPPI é obtido através dos dados da varredura volumétrica do radar, em que são extraídos os bins do radar de uma mesma altura pertencentes a todas elevações e varreduras azimutais, os quais são convertidos de coordenadas polares para coordenadas retangulares. Utilizou-se os CAPPIs entre 2 e 15 km de altura, com resolução espacial horizontal de 1 km, totalizando 14 níveis de altura.

A partir dos dados de CAPPI de 3 km do radar de Manaus foi realizado o acompanhamento de cinco sistemas precipitantes que ocorreram na estação seca e cinco que

aconteceram na estação úmida, totalizando o estudo de dez tempestades (Tabela 2). Esse acompanhamento foi realizado por meio de uma delimitação espacial da tempestade, onde foi inserido um quadrado com centro no ponto geométrico da tempestade (Figura 2). E por meio da latitude e longitude foram extraídos dados da tempestade, que foram utilizados para o cálculo das seguintes propriedades dos sistemas precipitantes: i) *Vertically Integrated Liquid Water Content* (VIL), ii) *Vertically Integrated Liquid Water Content Density* (DVIL), iii) Altura de Waldvogel (AW) e iv) Eco Top 20dBZ.

Tabela 2 – Tempestades ocorridas em Manaus/AM que foram selecionadas para o estudo da microfísica referente ao ano de 2014.

Estação Úmida						Estação Seca				
Mês	fevereiro	fevereiro	fevereiro	março	março	agosto	agosto	setembro	setembro	setembro
Dia	02	14	20/21	02/03	11	08	17	01/02	07	16
Início	21h36	20h00	20h48	22h12	08h48	20h48	18h24	23h12	06h24	20h36
Fim	23h00	23h48	01h00	00h00	11h12	22:h24	20h00	00h24	08h00	21h36

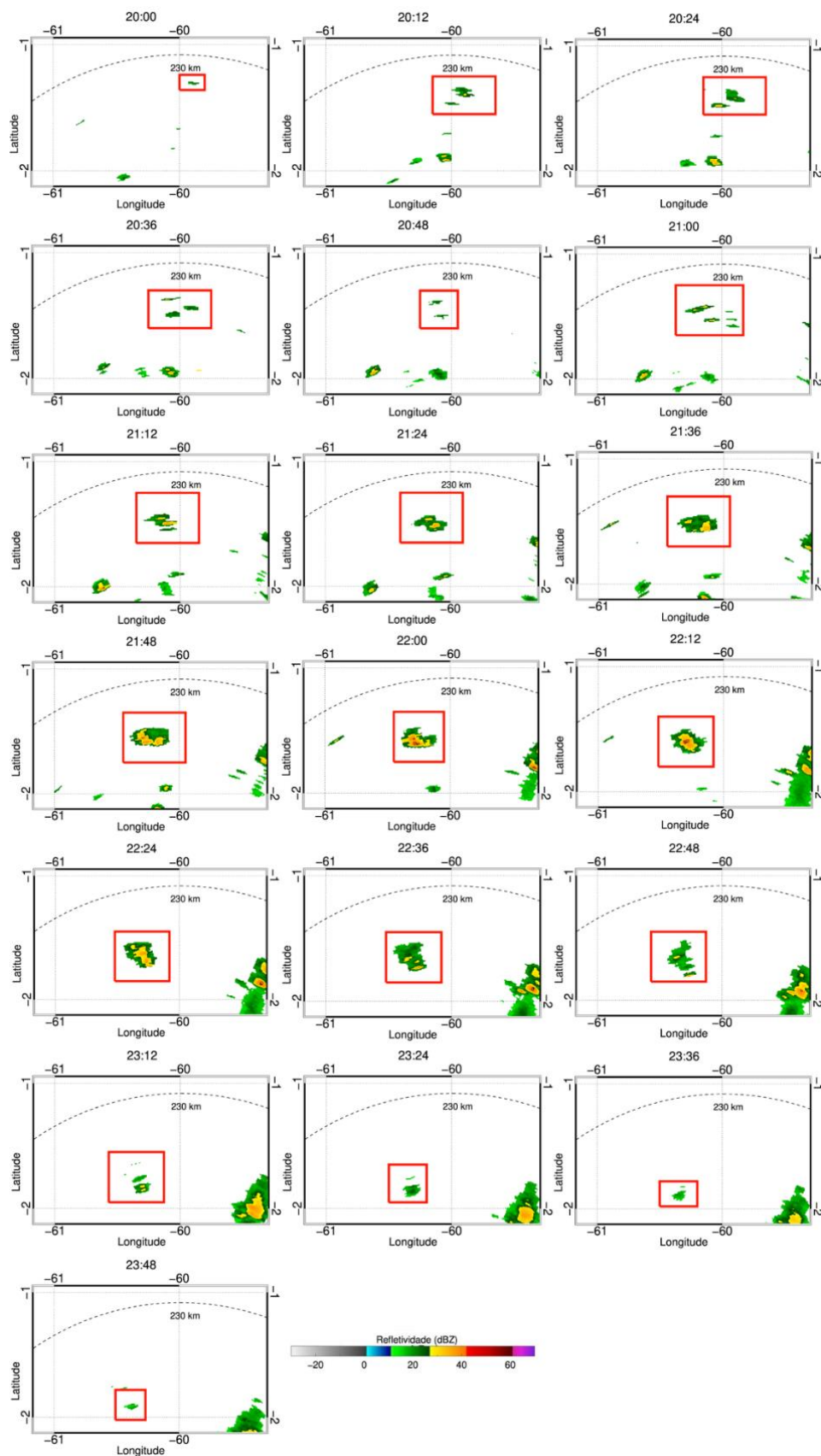


Figura 2 - Imagens CAPPI em 3 km de altura de refletividade (dBZ) da tempestade ocorrida em Manaus no dia 14 de fevereiro de 2014. As imagens são referentes ao intervalo entre 20h00 e 23h48 UTC. O quadrado na cor vermelha representa a região que delimita a área da tempestade.

O VIL é o conteúdo de água líquida integrado verticalmente e representa a massa, em quilograma, da quantidade de água líquida total de toda a coluna reprojeta num quadrado de um metro quadrado de área. A análise do VIL é importante porque a concentração de água líquida e sua distribuição espacial são fatores importantes no estudo da dinâmica das nuvens, pois indicam o grau de condensação e o desenvolvimento que ocorreu para formação da nuvem. O VIL é calculado por:

$$VIL = 3,44 * 10^{-6} * \int_{base\ nuvem}^{topo\ nuvem} Z^{4/7} * dh \quad (2)$$

Em que: VIL é o conteúdo de água líquida integrado verticalmente em $kg\ m^{-2}$, Z é a refletividade em $mm^6\ m^{-3}$ e h é a altura em m.

O DVIL é a densidade do conteúdo de água líquida integrado verticalmente, representa a divisão do VIL ($kg\ m^{-2}$) pelo eco top de 10dBZ (m), como na equação 3.

$$DVIL = \left(\frac{VIL}{Eco\ Top\ 10\ dBZ} \right) * 1000 \quad (3)$$

Em que: DVIL é a densidade do conteúdo de água líquida integrado verticalmente em $g\ m^3$, VIL é o conteúdo de água líquida integrado verticalmente em $kg\ m^{-2}$ e Eco Top 10dBZ é a altura máxima em metros do Eco com 10dBZ de refletividade.

Altura de Waldvogel foi definida por Waldvogel et al. (1979) como a altura do nível de 45 dBZ acima da camada de derretimento que pode conter granizo e pode ser calculada pela equação 4.

$$AW = Altura\ (45dBz) - Altura\ (0^{\circ}C) \quad (4)$$

Em que: AW é a Altura de Waldvogel medida em m, Altura (45dBZ) é a altura em m que se encontra valores de refletividade de 45 dBZ e Altura (0°C) é a altura onde se encontra valores de temperatura de 0°C.

O Eco Top, mostra o eco do topo da nuvem, representando a altura máxima. em km, dos ecos de 20 dBZ e a profundidade dos sistemas precipitantes. A busca é realizada de cima para baixo em um tubo vertical demarcado pelos intervalos (Dx, Dy) na horizontal e DH em altura, em coordenadas cilíndricas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Características Ambientais

4.1.1 Regime de Precipitação em Manaus/AM

A partir de uma análise para determinar como os eventos precipitantes se comportavam nas diferentes estações: úmida (fevereiro e março) e seca (agosto e setembro) nota-se que as duas estações apresentam (Figura 3) evolução diária da precipitação semelhante, com um

valor máximo próximo às 18 UTC (14h00 hora local), o que pode estar associado ao forte aquecimento diurno (temperatura máxima média diária de Manaus/AM 31,7°C (ROMANO et al., 2015)) associado a este período do dia. No entanto, a principal diferença encontrada entre as estações foi na intensidade da precipitação. Na estação úmida (fevereiro e março) observa-se eventos de precipitação com característica estratiforme, isto é, precipitação de fraca intensidade. Esta característica pode estar associada à presença de maior disponibilidade de umidade, que favorece a formação de sistemas com maior extensão e chuvas com menores intensidades. A maior ocorrência de umidade em fevereiro e março deve-se a maior influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que nesse período alcança sua posição mais austral.

Diferentemente do que ocorre na estação úmida, a estação seca (agosto e setembro) apresentou grande variabilidade (entre 5,5 mm h⁻¹ a 8 mm h⁻¹) na taxa de precipitação média ao longo do dia, com picos ocorrendo em diferentes períodos do dia e majoritariamente as 03 UTC.

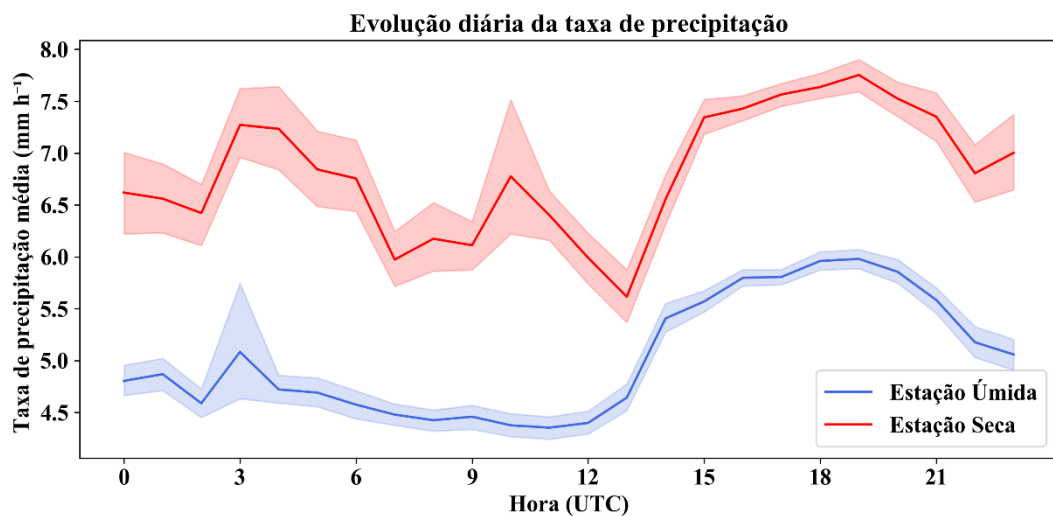


Figura 3 - Evolução diurna da taxa de precipitação (mm h⁻¹) média dos sistemas precipitantes atuantes em Manaus na estação úmida (azul) e seca (vermelho) no ano de 2014. Áreas sombreadas representam o desvio padrão.

Quando são analisados os campos de IWP e taxa de precipitação das células de chuva é perceptível uma grande variabilidade no regime de precipitação e na umidade atmosférica (Figura 4). As maiores taxas de precipitação foram obtidas nos meses de agosto a setembro, contudo, nota-se que nesse mesmo período foram registrados os menores valores de IWP (aproximadamente 45 mm), divergindo dos demais meses onde os valores de IWP ultrapassaram 55 mm.

Estes resultados estão de acordo com Oliveira et al. (2006), constando que a região de Manaus/AM apresenta um regime de precipitação bem definido, com período chuvoso atuando entre os meses de dezembro e maio, e período seco durante os meses de julho a novembro. Este estudo considera a estação úmida os meses de fevereiro e março e estação seca os meses de agosto e setembro. Desta forma, se obtém melhor distinção das características dos sistemas precipitantes e das variáveis ambientais, durante as duas estações.

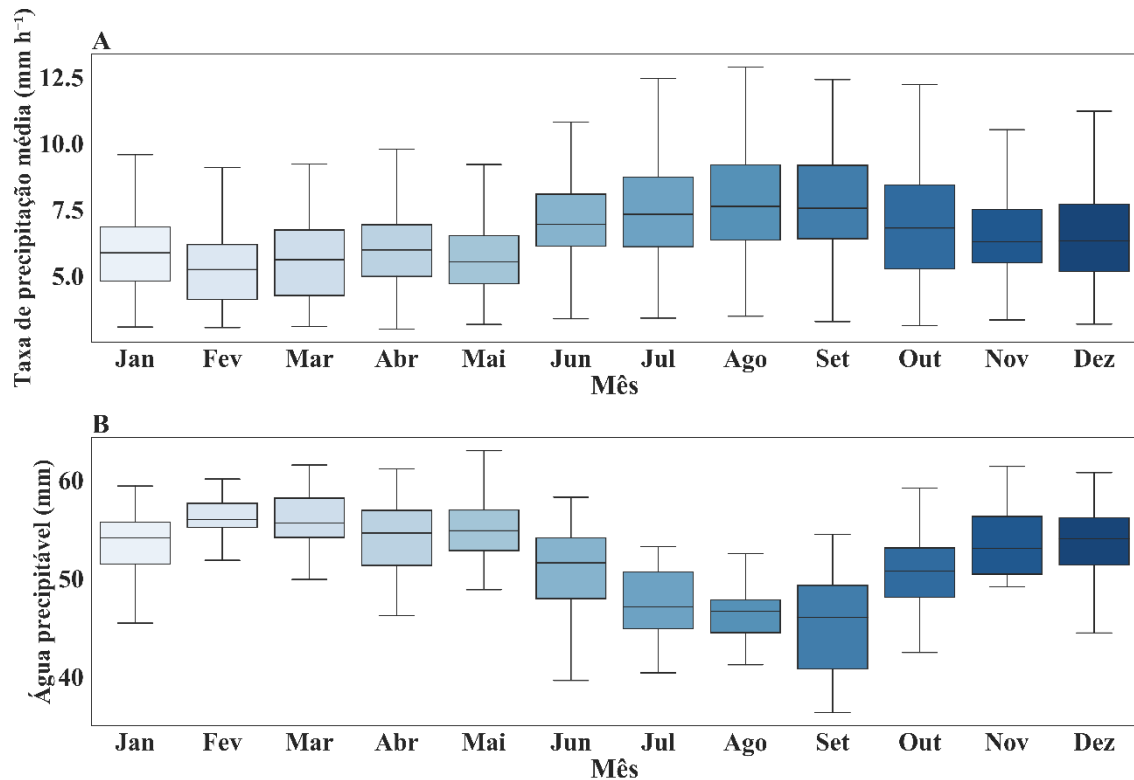


Figura 4 - *Boxplot* mensal da (A) taxa de precipitação (mm h⁻¹) e (B) água precipitável (IWP, mm) para os sistemas precipitantes que ocorreram em Manaus/AM no ano de 2014.

Com relação a intensidade, a precipitação na estação úmida é do tipo monção, ou seja, precipitação de menor intensidade (RAIA e CAVALCANTI, 2008), que se concentra em torno de 6 mm h⁻¹ e seu máximo não ultrapassa 10 mm h⁻¹ (Figura 4). Contudo na estação seca, devido a essa menor disponibilidade de umidade na atmosfera, que dificulta o desenvolvimento de processos convectivos e, conseqüentemente, a formação de nuvens, o aquecimento diurno é favorecido, aumentando a instabilidade atmosférica. Logo, as células que conseguem superar essa inibição são isoladas e mais intensas com sua taxa de precipitação máxima ultrapassando 13 mm h⁻¹ (Figura 5).

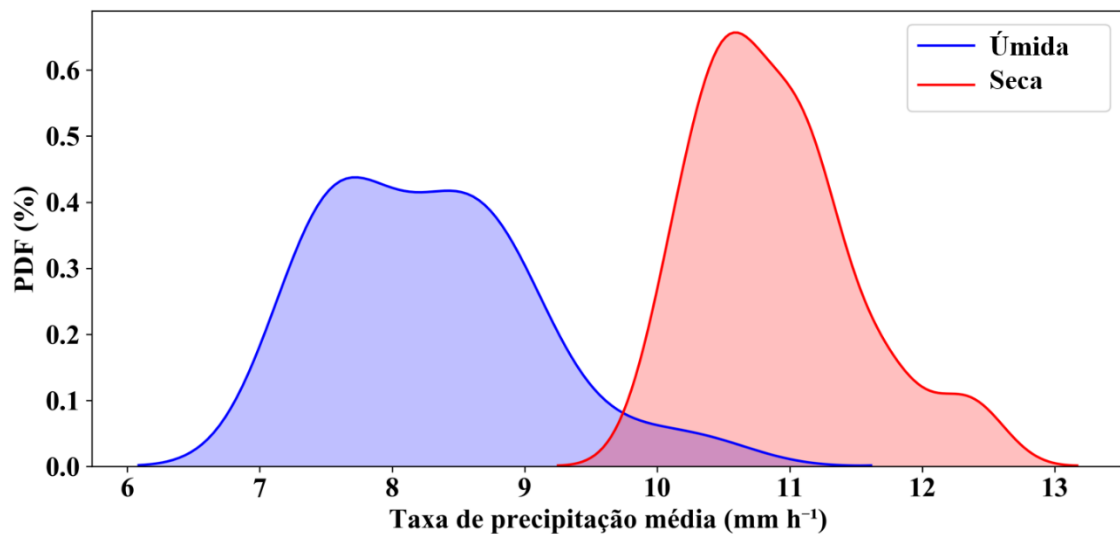


Figura 5 - Histograma da densidade de probabilidade (%) da taxa de precipitação média para a estação úmida (azul) e seca (vermelho) para Manaus/AM no ano de 2014.

4.1.2 Energia Disponível para Convecção (CAPE)

O índice CAPE está associado à energia potencial disponível para convecção e, portanto, tem uma forte correlação com a estabilidade atmosférica. Segundo Kirkpatrick et al. (2011) quanto maior o valor de CAPE, maior a chance de formação de tempestades severas, devido ao aumento da intensidade das correntes ascendentes, do fluxo de vapor d'água e da condensação, e assim da taxa de precipitação na superfície. Na Figura 6A observa-se que os maiores valores de CAPE se encontram na estação seca, que é a estação onde ocorre as maiores taxas de precipitação (Figura 4A). Maiores valores de CAPE (Figura 6A) podem estar associados ao menor conteúdo de umidade na atmosfera (Figura 4B), que contribui para a menor nebulosidade e, conseqüentemente, maior aquecimento da superfície. De forma semelhante, na estação úmida os menores valores de CAPE (Figura 6A) podem estar associados a maior nebulosidade e precipitação, o que demonstra a importância da convecção no reestabelecimento de uma atmosfera mais estável (EICHHOLZ, 2017).

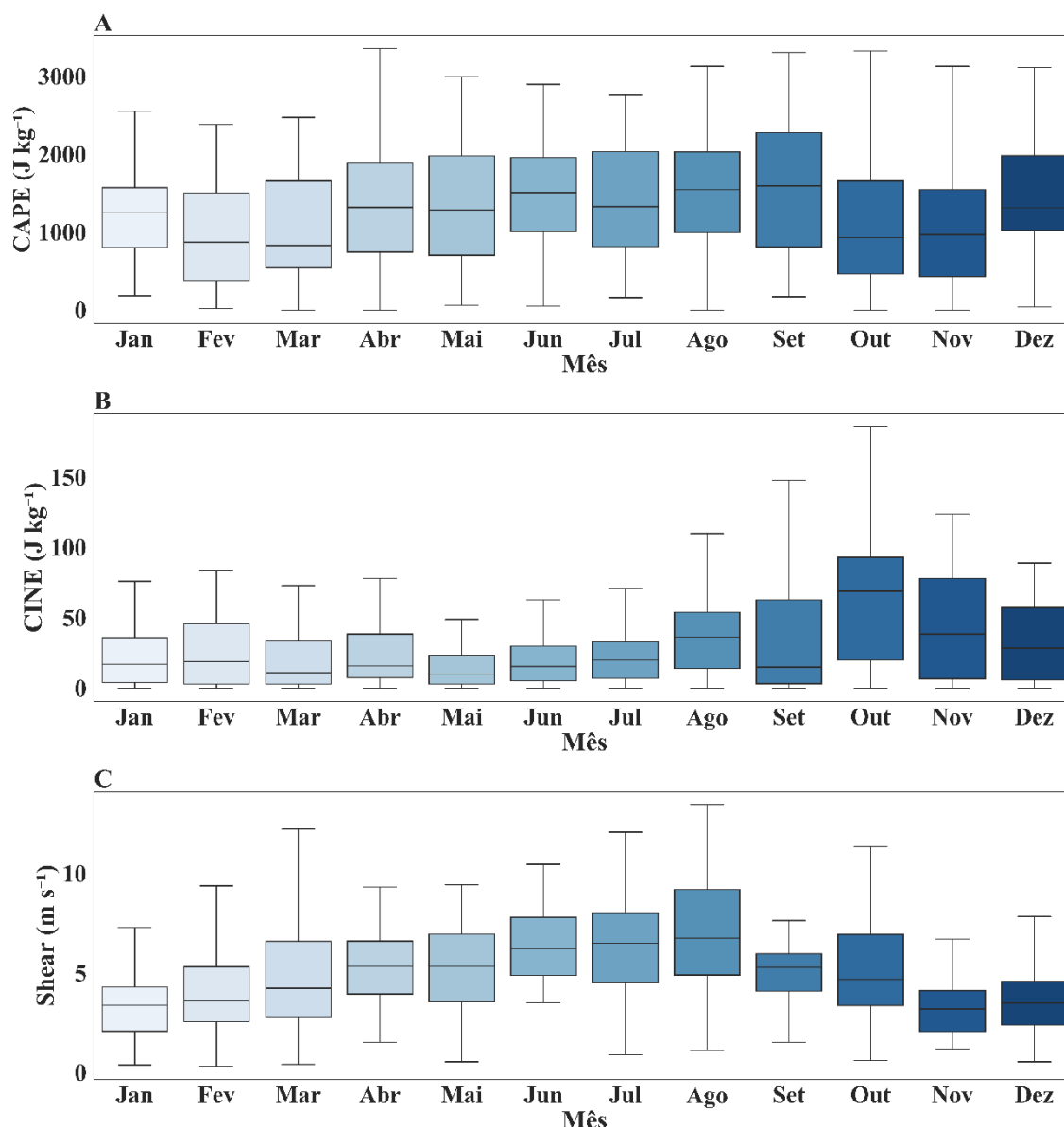


Figura 6 - *Boxplot* mensal do (A) CAPE (J kg^{-1}), (B) CINE (J kg^{-1}) e (C) Shear (m s^{-1}) para os sistemas precipitantes que ocorreram em Manaus/AM no ano de 2014.

Machado et al. (2018) também encontraram resultados similares para Manaus/AM, em que observou valores de CAPE superiores na estação seca (1500 J kg^{-1}) quando comparado a estação úmida (1000 J kg^{-1}). Além disso, a frequência com que o CAPE excede 2000 J kg^{-1} é maior durante a estação seca, indicando que há maior energia disponível para a convecção nesta estação. Em síntese, a estação úmida apresentou chuvas típicas de monções, com chuva moderada e de valores médios de $7,5 \text{ mm h}^{-1}$, contrastando com os eventos de chuva mais isolados e intensos durante a estação seca.

4.1.3 Energia de Inibição Convectiva (CINE)

O CINE está associado à energia de inibição convectiva, parâmetro que indica um obstáculo ao desenvolvimento convectivo devido à falta de flutuação próximo à superfície.

Quando este obstáculo é nulo as tempestades se formam espontaneamente e geralmente não são severas (SILVA DIAS, 2000). No entanto, quando os valores de CINE ultrapassam 20 J kg^{-1} , em geral, existe alguma inibição que pode ser vencida por um levantamento forçado de ar e causar tempestades severas.

O CINE na estação úmida (Figura 6B) apresentou valores médio entre $10\text{-}20 \text{ J kg}^{-1}$, com máximos não ultrapassando 90 J kg^{-1} , demonstrando menor inibição da ocorrência de processos convectivos e o favorecimento a formação de sistemas com precipitação de característica estratiforme. Durante a estação seca os valores médios de CINE estiveram em torno de 40 J kg^{-1} , com máximos próximos a 150 J kg^{-1} , demonstrando maior inibição de processos convectivos. Segundo Machado et al. (2018), os valores de CINE mais altos e a menor quantidade de vapor de água reduz a ocorrência de convecção, mas quando a convecção é capaz de se desenvolver, ela tem todos os ingredientes para ser mais profunda, o que parece explicar os comportamentos das Figuras 4 e 6B, que mostra menores valores de IWP na estação seca e maiores valores de CINE, respectivamente. Além disso, a taxa de precipitação na estação seca é superior a observada na estação úmida, o que evidencia a presença de convecção mais profunda (Figura 4A).

4.1.4 Cisalhamento Vertical do Vento (Shear)

O Shear é definido como a diferença entre a velocidade do vento médio dos primeiros 6 km da atmosfera e a velocidade do vento da superfície aos primeiros 500 m da atmosfera (JOHNSON e MAPES, 2001; MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010). O Shear geralmente está associado a duração das tempestades, uma vez que maiores valores de cisalhamento vertical do vento propiciam maiores distâncias entre as correntes ascendentes e descendentes, separando áreas com maior potencial de precipitação de regiões associadas a correntes ascendentes, evitando que ambas se anulem, permitindo assim que os sistemas precipitantes perdurem por mais tempo (WEISMAN e KLEMP, 1982). Durante a estação úmida, a região de Manaus/AM esteve sob influência de Shear com valores médios variando entre $3\text{-}4 \text{ m s}^{-1}$, enquanto na estação seca estes valores variaram entre $5\text{-}7 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 6C). Embora o Shear contribua para maior longevidade dos sistemas, não foi possível observar essa influência com os dados disponíveis para o período de estudo.

Não existem diferenças significativas ao longo do ano para a duração e raio efetivo dos sistemas precipitantes (Figura 7). Porém, a análise mais detalhada da influência das variáveis ambientais sobre as características dos sistemas precipitantes será apresentada no item 4.1.5. Para isso, serão considerados sistema regulares aqueles com menor taxa de precipitação,

tamanho e tempo de vida e sistemas significativos aqueles com maior taxa de precipitação, tamanho e duração. Para essa diferenciação utiliza-se sistemas regulares como sendo aqueles que as três características do sistema (taxa de precipitação, tamanho e duração) se encontravam abaixo do percentil 90% e sistemas significativos quando a três características se encontravam iguais ou maiores que o percentil 90%.

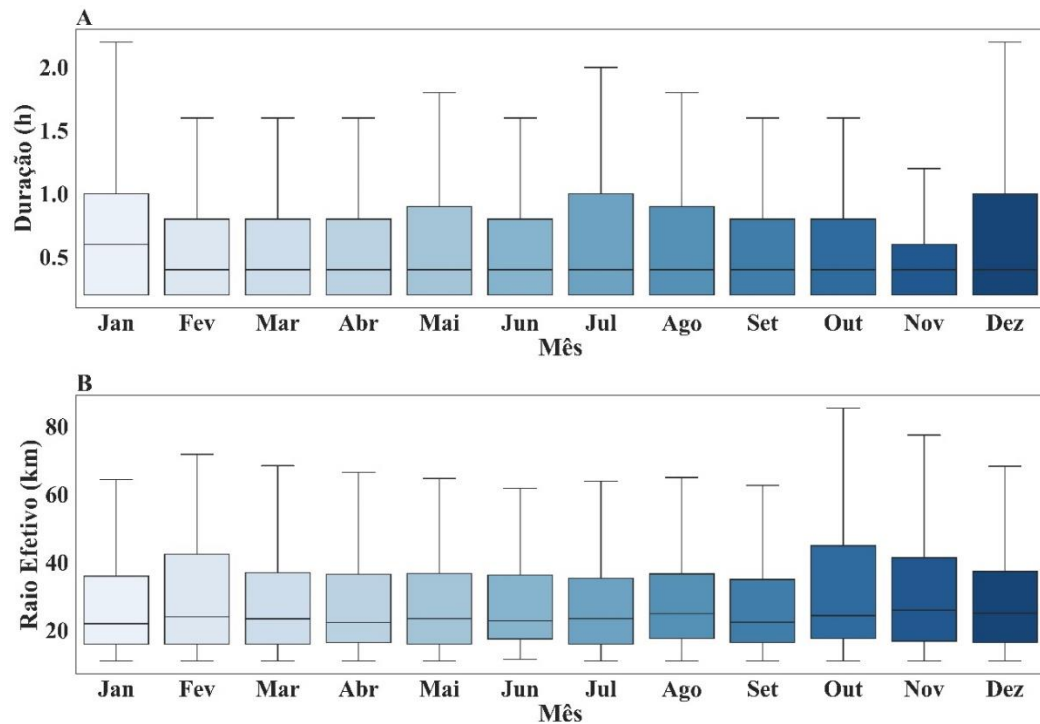


Figura 7 - *Boxplot* mensal da (A) duração (horas) e (B) raio efetivo (km) dos sistemas precipitantes rastreados pelo algoritmo ForTraCC que ocorreram em Manaus/AM no ano de 2014.

4.1.5 Influência das características ambientais nos sistemas precipitantes

Há diferenças dos ETS quando comparados com eventos regulares, para diferentes classes de valores das variáveis atmosféricas (Figuras 8,9,10 e Tabela 3). De forma geral, os ETS ocorrem preferencialmente durante as estações de transição e seca, período com menor conteúdo de IWP (Figura 8). Observa-se, também, que a taxa de precipitação média apresenta sutil diferença entre os eventos regulares ($5-10 \text{ mm h}^{-1}$) e ETS ($> 10 \text{ mm h}^{-1}$) (Figura 8). No entanto, no que se refere ao raio efetivo (tamanho) e a duração, sistemas precipitantes regulares e ETS apresentam diferenças marcantes (Figuras 9 e 10). Para eventos regulares, tamanho e duração ficam em torno de 5 km e 1 hora, respectivamente, nos ETS estes valores ultrapassam 10 km e 2 horas, respectivamente (Figuras 9 e 10).

Tabela 3 – Número de eventos precipitantes que ocorreram em 2014 na cidade de Manaus/AM.

Tipo de Evento	Estação Úmida	Estação de Transição	Estação Seca	Anual
Regular	988	3139	783	4910
Significativo	1	16	22	39
Total	989	3155	805	4949

Nas duas estações, a taxa de precipitação de sistemas regulares apresentou maiores valores em ambientes com CAPE e IWP mais intensos e CINE fraco, resultado sutil e mais evidente na estação úmida (Figura 8). Durante as estações úmida e de transição, a taxa de precipitação dos sistemas diminuiu à medida que o IWP é mais intenso. Em contrapartida, na estação seca esse comportamento é oposto e os sistemas com maiores taxas de precipitação ocorreram em ambientes com maiores valores de IWP. Nas diferentes estações, não houve uma evidente distinção entre diferentes taxas de precipitação de sistemas regulares e diferentes magnitudes de Shear. No entanto, ETS com maiores taxas de precipitação foram registrados em ambientes com Shear mais intenso (Figura 8H). Ambientes com diferentes magnitudes de CAPE não registram ETS com marcante distinção em suas taxas de precipitação. Os ETS com maiores taxas de precipitação foram registrados em ambientes com CINE mais intenso e fraco IWP, resultado sutil e mais evidente nas estações de transição e seca (Figura 8).

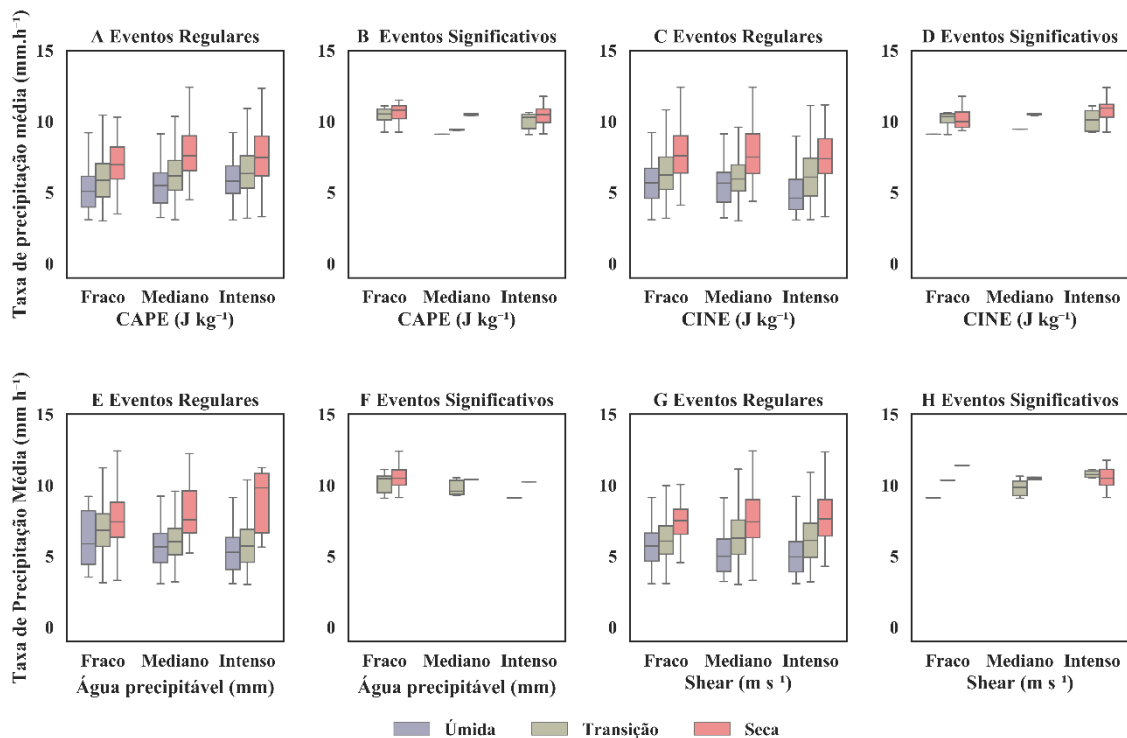


Figura 8 - Boxplot da taxa de precipitação (mm h^{-1}) para os eventos regulares e significativos que ocorreram em Manaus/AM em função das classes de: (A-B) CAPE (J kg^{-1}), (C-D) CINE

(J kg^{-1}), (E-F) água precipitável (IWP, mm) e (G-H) Shear (m s^{-1}) para a estação úmida (caixa azul), transição (caixa verde) e seca (caixa vermelha) no ano de 2014.

Ambientes com diferentes intensidades de CAPE e Shear também não registraram um padrão evidente relacionado a diferentes tamanhos dos sistemas regulares. No entanto, ambientes com CINE mais intenso e fraco IWP registram sistemas regulares maiores, com raio efetivo variando entre 4-12 km (Figura 9). Ambientes com fraco IWP e intenso Shear registraram ETS maiores, com raio efetivo variando entre 10-24 km (Figura 9).

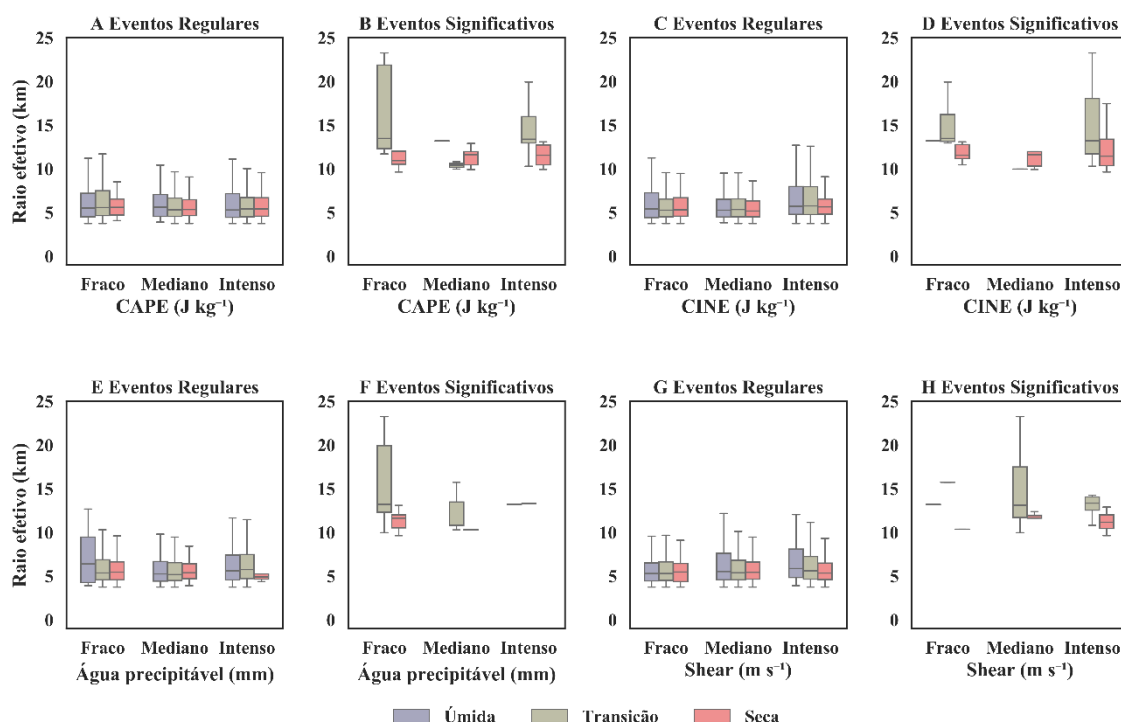


Figura 9 - *Boxplot* do raio efetivo (km) para os eventos regulares e significativos que ocorreram em Manaus/AM em função das classes de: (A-B) CAPE (J kg^{-1}), (C-D) CINE (J kg^{-1}), (E-F) água precipitável (IWP, mm) e (G-H) Shear (m s^{-1}) para a estação úmida (caixa azul), transição (caixa verde) e seca (caixa vermelha) no ano de 2014.

Ambientes com diferentes intensidades de CAPE, CINE, IWP e Shear, não registraram padrão na duração dos sistemas regulares. No entanto, ambientes com fraco CAPE e IWP e intenso Shear e CINE registraram ETS mais duradouros, superando duas horas de longevidade (Figura 10).

A IWP apresenta uma relação positiva com a precipitação, uma vez que representa a massa do vapor de água de uma coluna integrada verticalmente (MARQUES et al., 1979). A maior quantidade de IWP nos primeiros meses do ano (Figura 4B) indica grande quantidade de umidade disponível para condensar e precipitar (MYOUNG e NIELSEN-GAMMON, 2010). No entanto, as maiores taxas de precipitação ocorreram nos meses de agosto e setembro, período com menor quantidade IWP. Uma possível explicação para esse

comportamento é que a menor disponibilidade de umidade na atmosfera dificulta o desenvolvimento de processos convectivos e, conseqüentemente, a formação de nuvens. No entanto, nesta condição, o aquecimento diurno é favorecido, aumentando a instabilidade atmosférica e conseqüentemente maior. Quando a inibição convectiva é superada, gera células isoladas e mais intensas (EICHHOLZ, 2017).

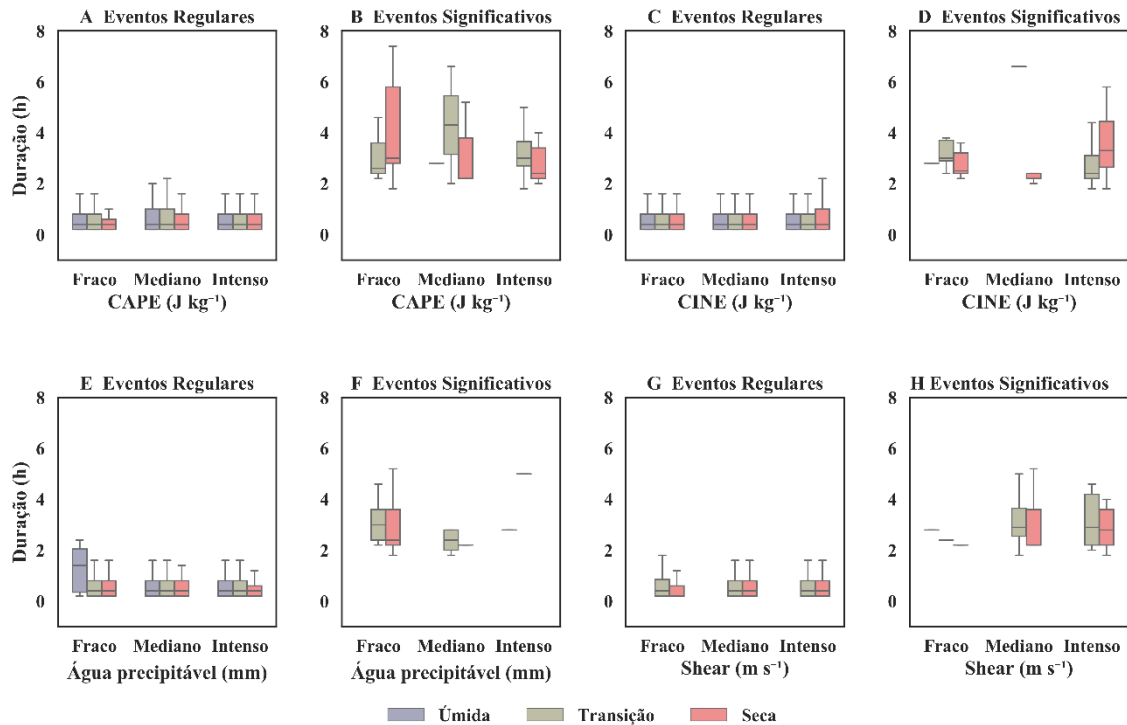


Figura 10 - *Boxplot* da duração (horas) para os eventos regulares e significativos que ocorreram em Manaus/AM em função das classes de: (A-B) CAPE (J kg⁻¹), (C-D) CINE (J kg⁻¹), (E-F) água precipitável (IWP, mm) e (G-H) Shear (m s⁻¹) para a estação úmida (caixa azul), transição (caixa verde) e seca (caixa vermelha) no ano de 2014.

4.2 Características microfísicas dos sistemas precipitantes

O diagrama CFAD (do inglês, *Contour Frequency by Altitude Diagrams*) é uma ferramenta fundamental para análise da evolução da estrutura vertical de tempestades. Esse diagrama foi proposto inicialmente por Yuter e Houze (1995) e descreve a frequência de ocorrência de uma certa variável para cada nível de altura é muito utilizado para análise da estrutura vertical da nuvem como nos estudos de Anselmo (2015), Abreu (2018) e Sperling (2018). A Figura 11 apresenta o CFAD para as estações úmida (Figura 11A) e seca (Figura 11B) de todas as tempestades em conjunto. O CFAD de refletividade representa a frequência de ocorrência de valores de refletividade para cada nível de altura, que posteriormente foi convertido em temperatura.

A estação seca apresenta uma estrutura vertical melhor desenvolvida do que a estação úmida. Na fase quente da nuvem, ou seja, menores que 0 °C a estação seca apresenta

refletividade entre 10 e 42 dBZ, enquanto na estação úmida os valores concentram entre 17 e 30 dBZ. Outra característica relevante é que 90 % dos valores na estação úmida ficam em torno de 30 dBZ, já na estação seca 90 % dos valores ficam em torno de 40 dBZ. Como a refletividade depende do diâmetro das gotas de chuva a sexta potência (RINEHART, 2007), esses resultados indicam a existência de gotas de água maiores na estação seca do que na estação úmida. Esse mesmo comportamento da distribuição dos tamanhos de gotas foi encontrado em Silva Dias et al. (2002), Tokay et al. (2002) e Martins et al. (2010) que também estudaram a região de Manaus.

Na fase mista da nuvem, região compreendida entre as isotermas de 0 e -40 °C, (Figura 11), também se observa maiores valores de refletividade na estação seca. Indicando que há presença de gotas de água líquida super-resfriadas e cristais de gelo maiores, podendo conter granizo no interior das nuvens. Enquanto na estação úmida há presença de gotas menores e cristais de gelo, mas não chega a formar granizo. Na fase fria da nuvem, ou seja, valores acima de -40°C, observa-se que a nuvem segue comportamento similar entre as duas estações, sendo mais intensa na estação seca do que na estação úmida. Indicando a presença de cristais de gelo menores na estação úmida e cristais de gelo maiores e granizo na estação seca.

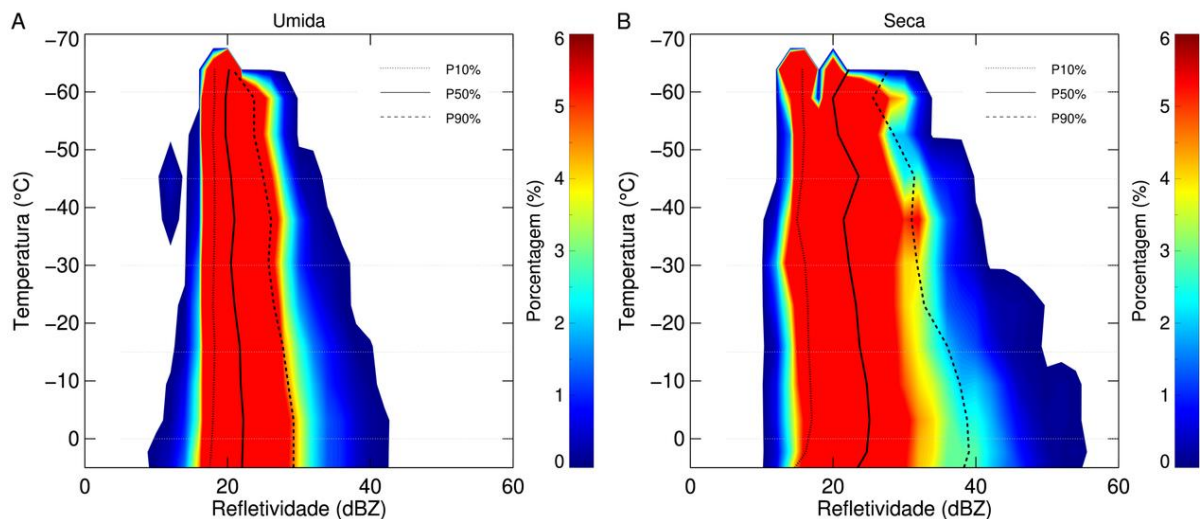


Figura 11 - Histograma bidimensional (do inglês, *Contour Frequency by Altitude Diagrams*) da temperatura (0°C) em função da refletividade (dBZ) para as tempestades ocorridas na (A) estação úmida e (B) estação seca em Manaus no ano 2014. As cores representam a porcentagem de ocorrência. As linhas verticais representam os percentis de 10%, 50% e 90%.

Ao analisar a Figura 12A nota-se que a refletividade média das tempestades ocorridas na estação úmida fica em torno de 22 dBZ, enquanto na estação seca a média da refletividade média fica em torno de 25 dBZ. Pela relação Z-R de Marshall Palmer a taxa de precipitação é aproximadamente 0,9 e 1,45 mm h⁻¹, respectivamente, para estação úmida e seca. Ou seja, a

estação seca possui tempestades mais intensas e com gotas de chuva maiores que na estação úmida, resultado também encontrado por Biscaro (2019). Observa-se também que a amplitude de valores na estação seca é maior que a estação úmida, mostrando uma maior heterogeneidade de sistemas na estação seca.

O mesmo comportamento é observado para o campo de refletividade máxima das tempestades nas duas estações (Figura 12B). No entanto, a diferença da média da refletividade máxima entre as duas estações é maior, sendo que na estação úmida os valores médios da refletividade máxima se encontram em torno de 30 dBZ, já na estação seca esse valor ultrapassa 40 dBZ. Estes resultados corroboram com as análises anteriores, onde os sistemas precipitantes que se desenvolveram durante a estação úmida, geralmente apresentaram menor intensidade quando comparadas com a estação seca.

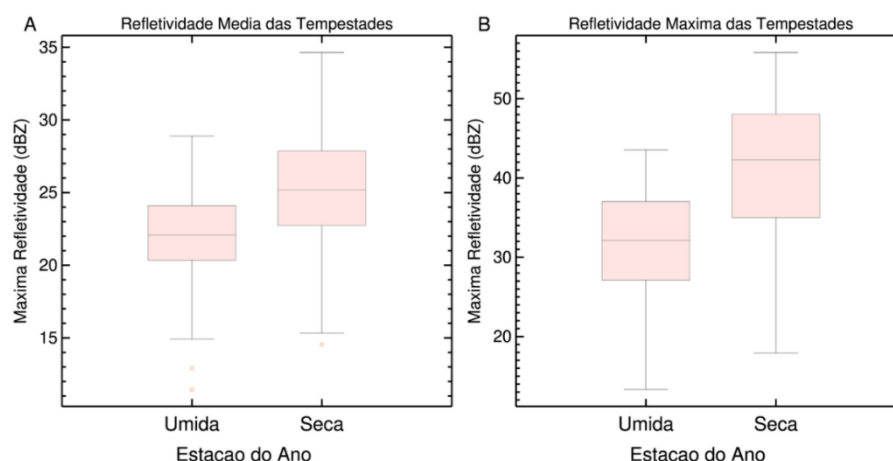


Figura 12 – *Bloxplot* da refletividade (dBZ) (A) Média e (B) Máxima das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.

A concentração de água líquida numa nuvem possui importância meteorológica. Sua quantidade e distribuição espacial são elementos importantes no estudo da dinâmica das nuvens, visto que indicam o grau de condensação e o desenvolvimento que ocorreu. Alterações no conteúdo de água são relevantes termodinamicamente porque são acompanhadas por grandes variações de energia (MASON, 1957). Segundo Queiroz (2009) o parâmetro VIL mostra uma relação com as características da massa de ar atuante. Quando a convecção ocorre em massas de ar frio, é produzido granizo severo com relativamente baixos valores de VIL. Já quando a convecção ocorre em massas de ar quente geralmente não há produção de granizo mesmo com altos valores de VIL.

Pela Figura 13, nota-se que o conteúdo de água dentro das tempestades ocorridas na estação seca é maior que na estação úmida, como se trata de uma variável integrada, ela mostra o potencial do sistema em gerar precipitação. Isso significa que na estação seca há um

maior potencial de eventos com a taxa de precipitação mais intensa. O que também fica evidente é que a média do VIL médios nas tempestades da estação úmida fica em torno de $0,3 \text{ kg m}^{-2}$, com sua amplitude bem pequena onde seu valor máximo não ultrapassa 1 kg m^{-2} (Figura 13A). O mesmo comportamento é encontrado para os valores máximos de VIL, no entanto com a média do máximo valor em 1 kg m^{-2} e o máximo em 4 kg m^{-2} (Figura 13B). Em contrapartida, na estação úmida embora a média do VIL médio chegue a quase 1 kg m^{-2} e sua amplitude seja maior, com o máximo valor alcançando $2,3 \text{ kg m}^{-2}$ a probabilidade de granizo e descargas elétricas ainda são baixas. Diante disso o parâmetro VIL quando é analisado isoladamente não é suficiente para diferenciar tempestades severas, por isso é utilizado o parâmetro da densidade do VIL para identificar essas tempestades.

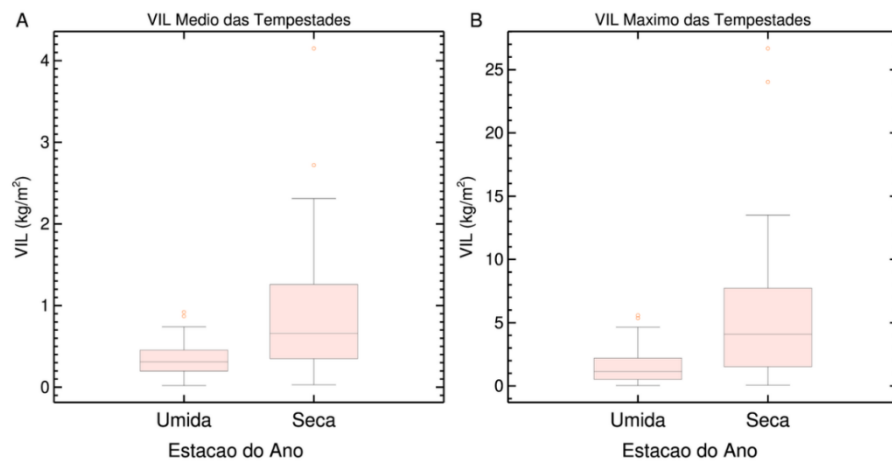


Figura 13 - *Bloxplot* do VIL (kg m^{-2}) (A) Médio e (B) Máximo das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.

Segundo Gomes e Held (2004) tempestades com DVIL maior que $2,3 \text{ g m}^{-3}$ estão associadas com ventos intensos e granizo. Logo, pela Figura 14B nota-se que o mesmo DVIL máximo em ambas as estações não foram maiores que 2 g m^{-3} , indicando que as tempestades estudadas não foram tão severas. No entanto, é perceptível que os maiores valores de DVIL e as maiores amplitudes estão presentes na estação seca (Figura 14), evidenciando que os sistemas mais intensos se formam nesta estação. E ainda que haja maior heterogeneidade nas características desses sistemas.

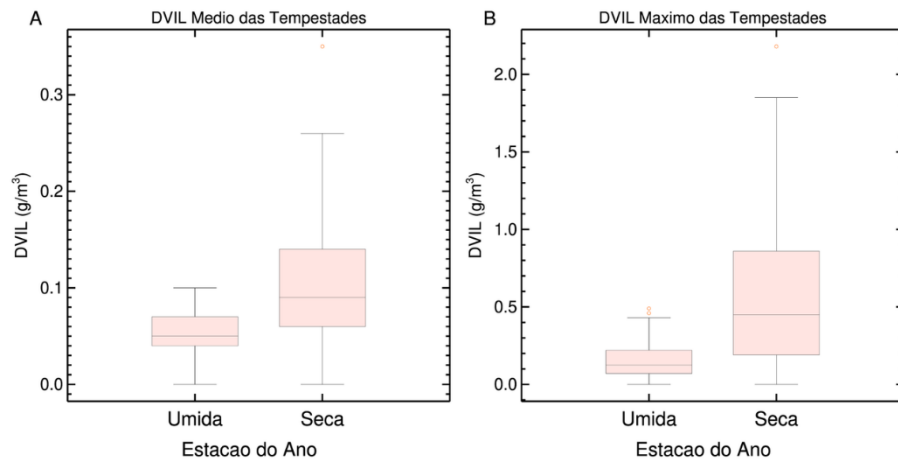


Figura 14 - *Bloxplot* do DVIL (g m^{-3}) (A) Médio e (B) Máximo das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.

Um parâmetro adicional que pode ser analisado na identificação de granizo dentro da nuvem é a Altura de Waldvogel (AW). Segundo Waldvogel et al. (1979) quando a AW ultrapassa 1,4 km o granizo dentro da nuvem pode crescer e atingir a superfície. Nota-se que na estação úmida é inexistente a presença de uma camada significativa de granizo dentro das tempestades, podendo haver cristais de gelo (Figura 15). Ou seja, concorda com a análise das outras variáveis que os sistemas precipitantes na estação úmida ocorrem de forma mais generalizada, tipo monção (RAIA; CAVALCANTI, 2008), e conseqüentemente menos intensos. Em contrapartida, na estação seca há presença de uma camada significativa de granizo no interior das nuvens, com o valor máximo de AW chegando a 3,1 km (Figura 15B). Ou seja, os granizos presentes nesta tempestade possuem potencial de crescimento para atingir o solo (WALDVOGEL et al., 1979). O estudo de Queiroz et al. (2010) também utiliza a altura de Waldvogel, associada a outros parâmetros como VIL e DVIL para o cálculo do índice de severidade de um caso de evento severo em Guarulhos/SP.

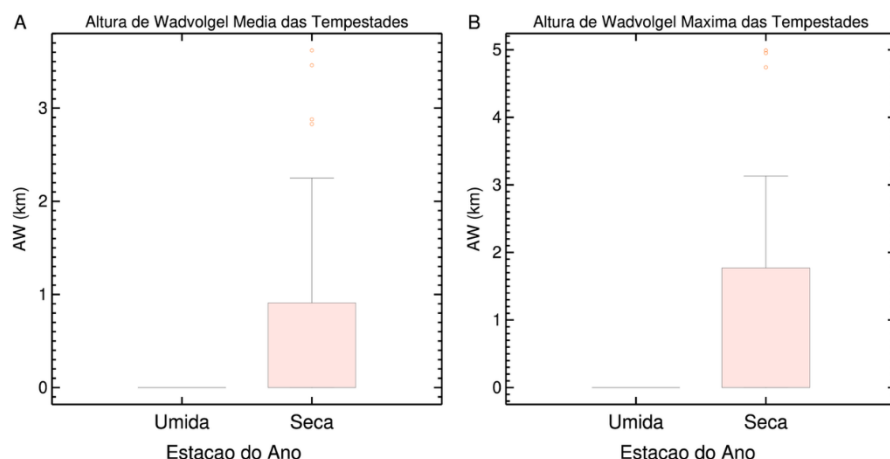


Figura 15 - *Bloxplot* da Altura de Waldvogel (km) (A) Média e (B) Máxima das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.

O EcoTop representa a altura máxima, em quilômetros, dos ecos de 20 dBZ e mostra a profundidade dos sistemas precipitantes. Na Figura 16A percebe-se que a profundidade média das tempestades na estação seca é maior. No entanto nota-se que a variação das profundidades média na estação úmida é levemente maior, com valores desde 4 até 11 km, enquanto que na estação seca os valores ficam entre 6 e 12 km (Figura 16A).

Esse mesmo comportamento é observado para os máximos valores do EcoTop 20 dBZ (Figura 16B). No entanto, a estação úmida tem uma significativa variação entre o menor valor e o maior, indo de 4 km até 14 km. Enquanto que na estação seca a variação dos valores é de 8 km até 14 km. Isso mostra que os sistemas na estação seca são predominantemente mais profundos e, portanto, tem potencial de provocar uma maior taxa de precipitação.

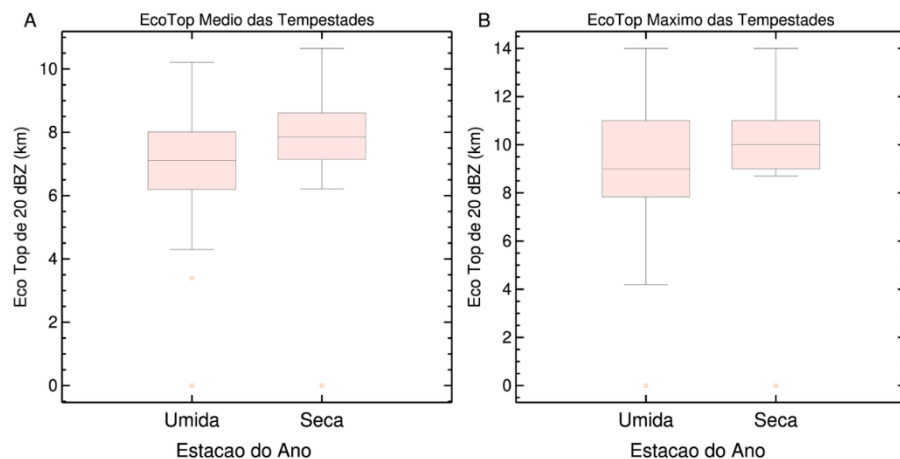


Figura 16 - *Bloxplot* do EcoTop de 20 dBZ (km) (A) Médio e (B) Máximo das tempestades ocorridas na estação úmida e seca em Manaus/AM em 2014.

A Figura 17 mostra a evolução do ciclo de vida das tempestades da estação úmida. Na figura são representados a evolução da refletividade, VIL, DVIL e Eco Top de 20 dBZ. Nota-se que o comportamento dos parâmetros relacionados a microfísica dos sistemas que ocorreram na estação úmida segue um padrão. O valor de refletividade no início das tempestades são relativamente alto, e após um tempo, quando a tempestade atinge a maturação são observados valores máximos de refletividade. Logo depois de atingir esse máximo, a refletividade começa a decair à medida que a tempestade se dissipa até chegar ao seu fim. O que também é bem evidente é que em todas as tempestades não se teve presença de gelo, já que a Altura de Waldvogel é sempre zero em todos as tempestades (Figura 17).

Observa-se que a tempestade que durou mais tempo foi a tempestade que ocorreu no dia 20 e 21 de fevereiro das 20h48 UTC às 01h00 UTC, ela teve uma duração de 4 horas e 12 minutos, na Figura 17 ela é representada como tempestade 2. Por volta das 20h48 UTC, a primeira vez que ela aparece no radar, os valores de refletividade estão em torno de 20 dBZ, os valores de VIL são relativamente baixos, menores que $0,5 \text{ kg m}^{-2}$ e a profundidade de

nuvem, dada pelo EcoTop 20 dBZ, está em torno de 7 km. Depois de 1 hora e 12 minutos, por volta das 22h12 UTC, a tempestade atinge a maturação, e seu valor de refletividade dobra, chegando a 40 dBZ. O valor de VIL aumenta consideravelmente, chegando a 2 kg m⁻². E a profundidade da nuvem é de 14 km, ou seja, também dobrou. Após esse horário, a tempestade começa a perder intensidade, diminuindo os valores de seus parâmetros. No entanto, por volta das 00h00 UTC, ela se junta a outro sistema, fazendo com que ela atinja um novo pico de refletividade, VIL e EcoTop 20 dBZ. Porém esse novo pico possui valores menos intensos. E então após esse tempo, ela se dissipa até sumir na imagem de radar (Figura 17).

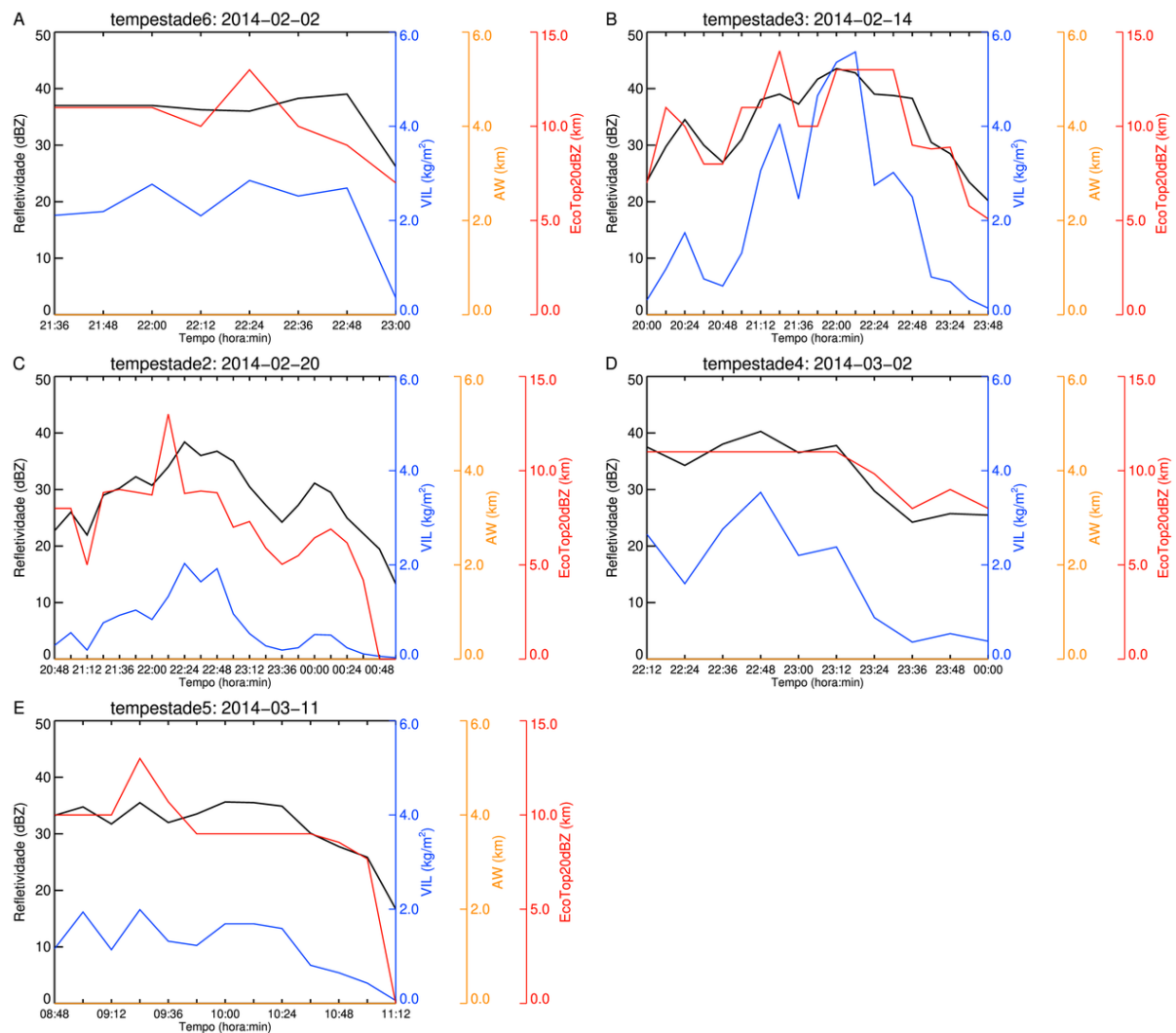


Figura 17 – Ciclo de vida das propriedades refletividade (dBZ, linha preta), VIL (kg m⁻², linha azul), Altura de Waldvogel (km, linha laranja) e EcoTop 20dBZ (km, linha vermelha) para as tempestades ocorridas em Manaus no ano de 2014 da estação úmida: (A) 02/02/2014 (tempestade 6), (B) 14/02/2014 (tempestade 3), (C) 20/02/2014 (tempestade 2), (D) 02/03/2014 (tempestade 4) e (E) 11/03/2014 (tempestade 5).

Ao analisar o ciclo de vida das tempestades que ocorreram na estação seca (Figura 18) nota-se a existência de nuvens mais profundas no início do seu desenvolvimento quando comparada aquelas tempestades que ocorreram na estação úmida (Figura 17). Além disso, fica evidente a existência de maior presença de gelo no interior das nuvens. A tempestade que ocorreu no dia 16 de setembro (Figura 18E) embora tenha tido duração de apenas 1 hora, ela alcançou valores significativos dos parâmetros. O conteúdo de água dentro dessa tempestade expresso pelo VIL atingiu o valor máximo de 25 kg m^{-2} , já a profundidade da nuvem foi de quase 15 km e a altura da camada de gelo, dada pela Altura de Waldvogel, ultrapassou de 5 km de profundidade (Figura 18).

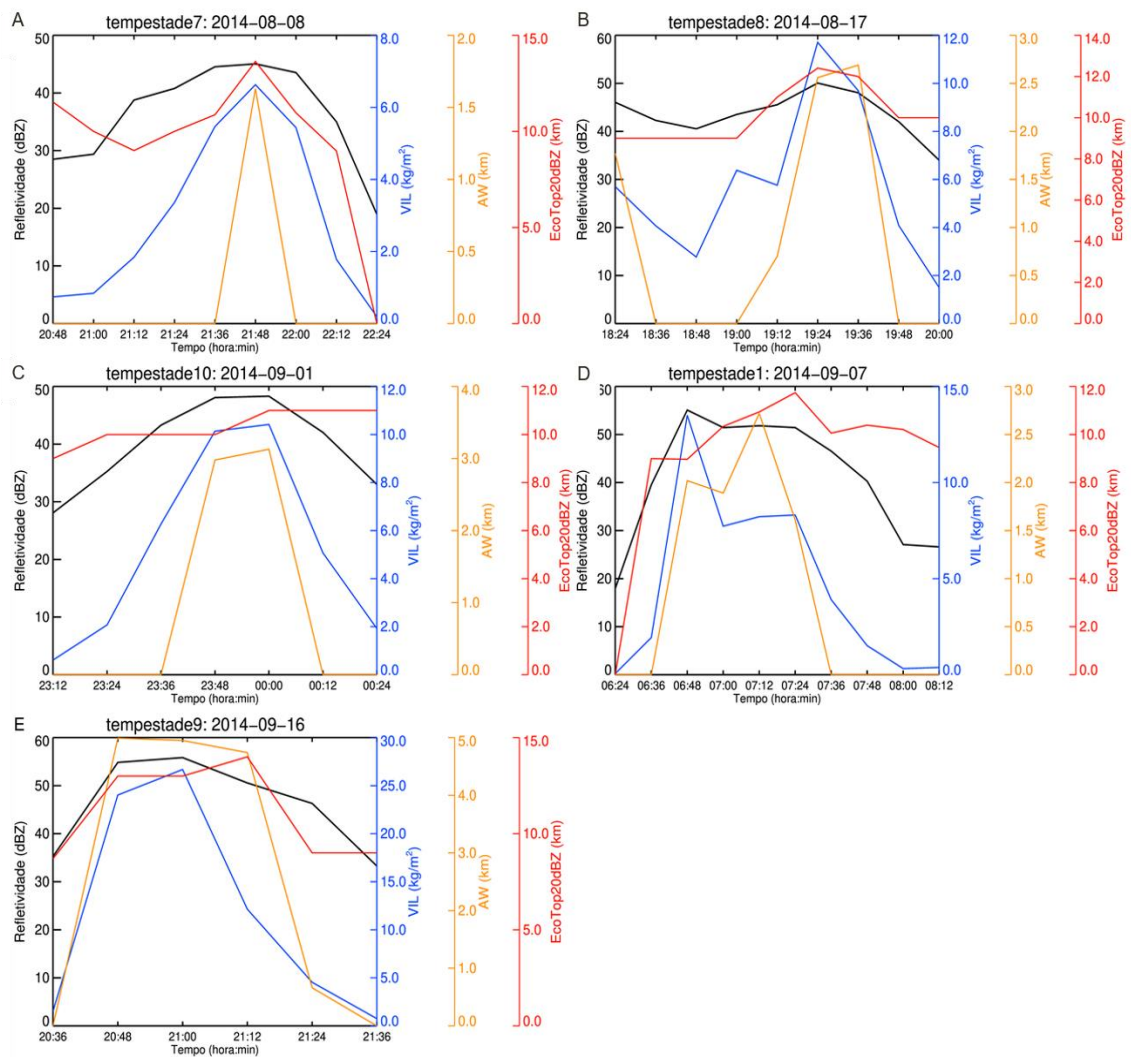


Figura 18 - Ciclo de vida das propriedades refletividade (dBZ, linha preta), VIL (kg m^{-2} , linha azul), Altura de Waldvogel (km, linha laranja) e EcoTop 20dBZ (km, linha vermelha) para as tempestades ocorridas em Manaus no ano de 2014 da estação úmida: (A) 08/08/2014 (tempestade 7), (B) 17/08/2014 (tempestade 8), (C) 01/09/2014 (tempestade 10), (D) 07/09/2014 (tempestade 1) e (E) 16/09/2014 (tempestade 9).

5. CONCLUSÃO

Este estudo avaliou a influência de diferentes variáveis ambientais sobre as características dos sistemas precipitantes na região de Manaus/AM durante o ano de 2014. Além disso, foram avaliadas as diferenças microfísicas entre as tempestades da estação seca e úmida. Os resultados evidenciaram que Eventos de Tempo Significativo (ETS) ocorreram predominantemente durante a estação seca e de transição. O ambiente comum para o desenvolvimento dos ETS foi caracterizado por valores elevados de CAPE, CINE e Shear, juntamente a baixos valores IWP, configurando assim um ambiente mais restrito ao desenvolvimento convectivo. Sistemas precipitantes regulares se mostraram sutilmente afetados pelas variáveis ambientais analisadas, que pode estar associado a própria natureza dos sistemas precipitantes regulares que, de forma geral, apresentam menor tamanho e duração que os ETS, não permitindo assim, maior interação dos sistemas precipitantes com o contexto ambiental.

As taxas de precipitação de sistemas regulares e ETS foram registradas em ambientes com características similares. Embora a estação úmida apresente os maiores acumulados de chuva, os sistemas precipitantes da estação seca são os que apresentam maiores taxas de precipitação e, por isso, maior potencial para eventos severos. Indicando que, de forma geral, ambientes mais restritos ao desenvolvimento convectivo tendem a diminuir o número de eventos, no entanto, quando a inibição convectiva é superada, os sistemas tendem a apresentar altas taxas de precipitação.

Quando foram analisadas as diferenças das características microfísicas entre tempestades na estação úmida e seca ficou evidente que na estação seca ocorrem as tempestades com maiores valores de refletividade e ainda que há uma maior amplitude entre os valores máximos e mínimos indicando uma maior heterogeneidade dos sistemas nessa estação. Esse mesmo comportamento foi encontrado para o parâmetro do VIL e DVIL. Fica evidente também que os sistemas precipitantes que ocorrem na estação úmida não são propícios a produção intensa de granizo no seu interior. Além disso, os sistemas que ocorreram na estação seca são mais profundos do que os sistemas que ocorreram na estação úmida.

Para trabalhos futuros seria interessante avaliar um período maior de dados, com o objetivo de caracterizar a variação interanual nas distribuições. Além disso, informações de radares polarimétricos, perfilhadores de vento que estimam velocidade vertical e análises de multicanais de satélites meteorológicos poderiam refinar e proporcionar um maior detalhamento das diferenças entre os sistemas precipitantes da estação úmida e seca.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, E.X. **Características microfísicas de tempestades com granizo**. 2018. 63p. Monografia (Graduação em Meteorologia). Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI), Itajubá.

AMBURN, S.A.; WOLF, P.L. VIL Density as a Hail Indicator. **Weather and Forecasting**, v. 12, n.3, p. 473-478, 1996.

ANAGNOSTOU, E.N.; KUMMEROW, C. Stratiform and convective classification of rainfall using SSM/I 85-GHz brightness temperature observations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n.3, p. 570-575, 1997.

ANDERSON, C.J.; ARRITT, R.W. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993. **Monthly Weather Review**, v. 126, n.3, p. 578-599, 1998.

ANSELMO, E.M. **Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul**. 2015. 129p. Dissertação (Doutorado em Meteorologia). Universidade de São Paulo (USP), São Paulo.

ARNAUD, Y.; DESBOIS, M.; MAIZI, J. Automatic tracking and characterization of African convective systems on Meteosat pictures. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n.5, p. 443-453, 1992.

BISCARO, T.S. **Processos físicos que controlam a formação de nuvens rasas e sua evolução à convecção profunda na região central amazônica**. 2019. 149p. Dissertação (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

BROWNING, K.A. Conceptual models of precipitation systems. **Weather and Forecasting**, v. 1, n.1, p. 23-41, 1986.

CAREY, L.D.; CIFELLI, R.; PETERSEN, W.A.; RUTLEDGE, S.A.; DIAS, M.S. Characteristics of Amazonian rain measured during TRMM-LBA. In: **Preprints, 30th Int. Conf. on Radar Meteorology**, Munich, Germany, Amer. Meteor. Soc. p. 682-684, 2001.

CARVALHO, L.M.; JONES, C. A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on the maximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n.10, p. 1683-1701, 2001.

CARVALHO, L.M.; JONES, C.; SILVA DIAS, M.A.F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n.D20, p. LBA 9-1-LBA 9-20, 2002.

COTTON, W.R.; ANTHES, R.A. **Storm and cloud dynamics**. São Diego, Califórnia: Academic Press, 1989. 883p. ISBN 978-0-12-192531-4

COTTON R.W.; BRYAN G.; VAN DEN HEEVER S.C. **Storm and cloud dynamics**. Academic press, 2010. 820p.

DA ROCHA, R.P.; MORALES, C.A.; CUADRA, S.V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D10, 2009.

EICHHOLZ, C.W. **Análise Cinemática e Dinâmica da Propagação de Células de Chuva e Aglomerados de Nuvens**. 2017. 159p. Dissertação (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

FEIDAS, H.; CARTALIS, C. Monitoring mesoscale convective cloud systems associated with heavy storms using Meteosat imagery. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n.3, p. 491-512, 2001.

FERREIRA DA COSTA, R.; FEITOSA, J.R.P.; FISCH, G.; SOUZA, S.S.D.; NOBRE, C.A. Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na Amazônia. **Acta amazônica**, v. 28, n. 4, p. 395-395, 1998.

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C.A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.; FERRIER, B.; SILVA DIAS, M.; DOLMAN, A.J.; HALVERSON, J.; FUENTES, J. Atmospheric boundary layer growth during the LBA/TRMM experiment. In: **Proceedings 15th Conference on Hydrology, paper presented at the 80th AMS Annual Meeting**, Long Beach, Calif. p. 9-14, 2000.

GARREAUD, R.; WALLACE, J.M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 12, p. 3157-3171, 1997.

GOMES, A. M.; HELD, G. Determinação e avaliação do parâmetro densidade VIL para alerta de tempestades. In: **XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. 2004.

GRECO, S.; SWAP, R., GARSTANG, M., ULANSKI, S., SHIPHAM, M., HARRISS, R.C., TALBOT, R.; ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 17001-17014, 1990.

HERDIES, D.; DA SILVA, A.; SILVA DIAS, M.A.F.; FERREIRA, R.N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 42-1-LBA 42-10, 2002.

HOUGHTON, H. G. On precipitation mechanisms and their artificial modification. **Journal of Applied Meteorology**, v. 7, n.5, p. 851-859, 1968.

HOUZE, R. J. A. Structure and dynamics of a tropical squall–line system. **Monthly Weather Review**, v. 105, n.12, p. 1540-1567, 1977.

HOUZE, R.A. **Cloud dynamics**, Academic Press: California, 1993, 573p.

JOHNSON, R.H.; MAPES, B.E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: **Severe convective storms**. Boston, MA: American Meteorological Society, p. 71-122, 2001.

KIRKPATRICK, C.; MCCAUL JR, E.W.; COHEN, C. Sensitivities of simulated convective storms to environmental CAPE. **Monthly Weather Review**, v. 139, n.11, p. 3514-3532, 2011.

LAURENT, H.; MACHADO, L.A.T.; HERDIES, D.; MORALES, C. Características dos sistemas convectivos observados por satélite durante o experimento WETAMC/LBA. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2000.

MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H.; LIMA, A.A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 31-1-LBA 31-15, 2002.

MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S.J.; CALHEIROS, A.J.P.; BISCARO, T.; KUMMEROW,

C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E.L.; SAKAMOTO, M.S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.P.; PETERSEN, W.A.; ADAMS, D.K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C.F.; SAPUCCI, L.F.; SALIO, P.; BARBOSA, H.M.J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R.A.F.; BLAKESLEE, R.J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W.F.A.; TOKAY, A. The CHUVA project: how does convection vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365-1380, 2014.

MACHADO, L.A.T.; CALHEIROS, A.J.P.; BISCARO, T.; GIANGRANDE, S.; SILVA DIAS, M.A.F.; CECCHINI, M.A.; ALBRECHT, R.; ANDREAE, M.O.; ARAUJO, W.F.; ARTAXO, P.; BORRMANN, S.; BRAGA, R.; BURLEYSON, C.; EICHHOLZ, C.W.; FAN, J.; FENG, Z.; FISCH, G.F.; JENSEN, M.P.; MARTIN, S.T.; PÖSCHL, U.; PÖHLKER, C.; PÖHLKER, M.L.; RIBAUD, J.F.; ROSENFELD, D.; SARAIVA, J.M.B.; SCHUMACHER, C.; THALMAN, R.; WALTER, D.; WENDISCH, M. Overview: Precipitation characteristics and sensitivities to environmental conditions during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n.9, p. 6461-6482, 2018.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374-1387, 1980.

MARENGO, J. A. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte Brasileiro. **Clima e Recursos hídricos no Brasil**, v. 9, p. 117-161, 2003.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2010.

MARQUES, J; SANTOS, J.M.; SALATI, E. O armazenamento atmosférico de vapor d'água sobre a região Amazônica. **Acta Amazonica**, v. 9, n.4, p. 715-721, 1979.

MARSHALL, J.S.; PALMER, W.M.K. The distribution of raindrops with size. **Journal of Meteorology**, v. 5, n.4, p. 165-166, 1948.

MARTINS, R.C.G.; MACHADO, L.A.T.; COSTA, A.A. Characterization of the microphysics of precipitation over Amazon region using radar and disdrometer data. **Atmos. Res.**, v. 96, n. 2-3, p. 388-394, 2010.

MARTIN, S.T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L.A.T.; MANZI, A.O.; SOUZA, R.A.F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; ANDREAE, M.O.; BARBOSA, H.M.J.; FAN, J.; FISCH, G.; GOLDSTEIN, A.H.; GUENTHER, A.; JIMENEZ, JOSE L.; PÖSCHL, U.; SILVA DIAS, M.A.; SMITH, J.N.; WENDISCH, M. Introduction: observations and modeling of the green ocean amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry & Physics Discussions**, v. 16, n. 8, p. 4785-4797, 2016.

MASON, B.J. **Physics of clouds**. London, England, 1957. 481p.

MATHON, V.; LAURENT, H. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, n. 572, p. 377-406, 2001.

MOLION, L.C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

MYOUNG, B.; NIELSEN-GAMMON, J.W. Sensitivity of monthly convective precipitation to environmental conditions. **Journal of Climate**, v. 23, n. 1, p. 166-188, 2010.

NETA, L.C.; DA SILVA, M.V. Análise de um Sistema Convectivo no Sul do Brasil Utilizando Índices de Instabilidade. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 1, p. 404-412, 2016.

NOBRE, C.A.; OBRÉGON, G.O.; MARENGO, J. Características do clima Amazônico: aspectos principais. **Amazonia and Global Change**, 2010.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.

OLIVEIRA, F.N.M.D., ARAÚJO, R.L.C.D., CARVALHO, J.D.S.; SILVA, C.L.D. Inferência de mudanças climáticas na região de Manaus (AM) usando dados geotermiais e meteorológicos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, n. 2, p. 169-187, 2006.

PAEGLE, J. Interactions between convective and large-scale motions over Amazonia. In: The Geophisiology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions, p. 347-387, 1987.

PENDERGRASS, A. G.; CONLEY, A.; VITT, F. M. Surface and top-ofatmosphere radiative feedback kernels for CESM-CAM5. **Earth System Science Data**, v. 10, n. 1, p. 317-324, 2018.

QUEIROZ, A.P. **Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar**. 2009. 128p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

QUEIROZ, A.P.; CARVALHO, P.R.B.; FRANÇA, V.D.J., 2010. Aplicação de Índice de Severidade em dados do radar meteorológico do Pico do Couto-RJ, In: **Anais CBMET**. 2010.

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

REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; DA ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, 2010.

RINEHART, R. E. **El radar para los meteorólogos**. United States of American, 2007. 512p. ISBN 978-0-9658002-2-8.7.

ROBERTS, G.; ZHOU, J.; ARTAXO, P.; SWIETLICKI, E.; ANDREAE, M. O. Sensitivity of CCN spectra from the Amazon Basin on chemical and physical properties of the aerosol. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. 10.1029, 2001.

SILVA DIAS, M.A.F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133-150, 1987.

SILVA DIAS, M.A.F. Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas. Universidade de São Paulo, SP, 2000.

SILVA DIAS, M.A.F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P.L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A.J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H.R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L.D.A.; ALVALÁ, R.C.S.; ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D20, p. 8072, 2002.

SILVA DIAS, M.A.F.; COHEN, J.C.P.; GANDÚ, A.W. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 35 p. 2015-222, 2005.

SPERLING, V. B. **Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região sul do Brasil**. 2018. Dissertação (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

TOKAY, A.; KRUGER, A.; KRAJEWSKI, W.F.; KUCERA, P.A.; PEREIRA FILHO, A.J. Measurements of drop size distribution in the southwestern Amazon basin. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D20, p. 8052, 2002.

VICENTE, A.K. **Eventos extremos de precipitação na Região Metropolitana de Campinas**. 2005. 143p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Campinas.

VILA, D.A.; MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233-245, 2008.

WALDVOGEL, A.; FEDERER, B.; GRIMM, P. Criteria for the detection of hail cells. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n.12, p. 1521-1525, 1979.

WEISMAN, M.L.; KLEMP, J.B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Monthly Weather Review**, v. 110, n.6, p. 504-520, 1982.

WILLIAMS, M.; HOUZE, R.A. Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. **Monthly weather review**, v. 115, n.2, p. 505-519, 1987.

WILLIAMS, E.; ROSENFELD, D.; MADDEN, N.; GERLACH, J.; GEARS, N.; ATKINSON, L.; DUNNEMANN, N.; FROSTROM, G.; ANTONIO, M.; BIAZON, B.; CAMARGO, R.; FRANCA, H.; GOMES, A.; LIMA, M.; MACHADO, R.; MANHAES, S.; NACHTIGALL, L.; PIVA, H.; QUINTILIANO, W.; MACHADO, L.; ARTAXO, P.; ROBERTS, G.; RENNO, N.; BLAKESLEE, R.; BAILEY, J.; BOCCIPPIO, D.; BETTS, A.; WOLFF, D.; ROY, B.; HALVERSON, J.; RICKENBACH, T.; FUENTES, J.; AVELINO, E. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 50-1-LBA 50-19, 2002.

YUTER, S.E.; HOUZE JR., R. A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **Monthly Weather Review**, v.123, p.1941-1963, 1995.