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

sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/03.15.19.33-TDI

ANÁLISE DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CONVECÇÃO NA AMAZÔNIA CENTRAL: INTERAÇÕES DOS SISTEMAS CONVECTIVOS NAS ESCALAS TEMPORAIS DO INTRADIURNO AO INTERDIURNO

Wanda Isabella Diógenes Valenti

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 11 de março de 2022.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/46GRD4L>

INPE
São José dos Campos
2022

PUBLICADO POR:

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

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):
Presidente:
Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)
Membros:
Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

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

sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/03.15.19.33-TDI

ANÁLISE DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CONVECÇÃO NA AMAZÔNIA CENTRAL: INTERAÇÕES DOS SISTEMAS CONVECTIVOS NAS ESCALAS TEMPORAIS DO INTRADIURNO AO INTERDIURNO

Wanda Isabella Diógenes Valenti

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 11 de março de 2022.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/46GRD4L>

INPE
São José dos Campos
2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Valenti, Wanda Isabella Diógenes.

V235a Análise da variabilidade espaço-temporal da convecção na Amazônia Central: interações dos sistemas convectivos nas escalas temporais do intradiurno ao interdiurno / Wanda Isabella Diógenes Valenti. – São José dos Campos : INPE, 2022.
xxii + 93 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/03.15.19.33-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2022.
Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

1. Variabilidade convectiva. 2. Amazônia. 3. ATTO. 4. Ondas de gravidade. I.Título.

CDU 551.510.411.3(811)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

DEFESA FINAL DE DISSERTAÇÃO DE WANDA ISABELLA DIÓGENES VALENTI
BANCA Nº 061/2022, REG. 905299/2020.

No dia 11 de março de 2022, as 09h00, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi **APROVADO(A)** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Mestre em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca e revisão final pelo(s) orientador(es).

Titulo: "Análise da Variabilidade Espaço-Temporal da convecção na Amazônia Central: Interações dos Sistemas convectivos nas escalas temporais do intra diurno ao inter diurno".

Membros da Banca:

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado – Orientador (INPE)

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho – **Presidente** –(INPE)

Dr. Ivan Saraiva - Membro Externo – (CENSIPAM/Meteorologia)

Dr. José Antônio Marengo Orsini - Membro Interno – (INPE/CEMADEN)

Dr. Gilberto Fernando Fisch - Membro Interno – (INPE/UNITAU)

---

sei! assinatura eletrônica

Documento assinado eletronicamente por **Simone Marilene Sievert da Costa Coelho**, **Pesquisador**, em 24/03/2022, às 18:36 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

---

sei! assinatura eletrônica

Documento assinado eletronicamente por **José Antônio Marengo Orsini**, **Coordenador-Geral de Pesquisa e Desenvolvimento**, em 25/03/2022, às 08:11 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

---

sei! assinatura eletrônica

Documento assinado eletronicamente por **gilberto fernando fisch (E)**, **Usuário Externo**, em 31/03/2022, às 13:56 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

---

sei! assinatura eletrônica

Documento assinado eletronicamente por **LUIZ AUGUSTO TOLEDO MACHADO (E)**, **Usuário Externo**, em 02/04/2022, às 03:05 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

Documento assinado eletronicamente por **Ivan Saraiva (E)**, **Usuário Externo**, em 26/04/2022, às 10:14 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.mctic.gov.br/verifica.html, informando o código verificador **9537331** e o código CRC **764DF3D8**.

Referência: Processo nº 01340.001685/2022-37 SEI nº 9537331

"As nuvens mudam sempre de posição, mas são sempre nuvens no céu. Assim devemos ser todo dia, mutantes, porém leais com o que pensamos e sonhamos; lembre-se, tudo se desmancha no ar, menos os pensamentos".

Paulo Baleki

As minha avós **Therezinha** e **Maria** e mãe **Marília**

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, meu SENHOR, que me deu força, saúde e que fez tudo isso ser possível.

A minha famíla: mãe (Marilia), irmã (Aída), tios (Ana, Mara, Eliete, Marly, Augusto, Otoni e demais) e primos (Camila, Thiago, Amanda, Tetê, Lucas e demais) por serem minha base, suporte e por sempre terem incentivado a correr atrás dos meus sonhos. Obrigada por nesses momentos tão difíceis que vivemos nesses últimos dois anos (perdas e pandemia) terem me incentivado ao máximo a fazer o mestrado da melhor forma possível, com muito amor e apoio mesmo a distância. Palavras jamais serão o suficiente para expressar meu amor por vocês.

Um agradecimento especial a minha avó/mãe Therezinha, meu exemplo de força e determinação. A maior incentivadora da minha vida. Obrigada por tanto amor e dedicação. Sem dúvida a parte mais difícil de ter vindo fazer o mestrado em outro estado foi o de ter que me despedir de você, e quis Deus que alguns meses depois essa despedida fosse definitiva aqui na Terra. Mais uma vez eu te agradeço a ter me ensinado a persistir e ter em Deus a força para concluir este trabalho, o qual também dedico a você.

Se tem algo que me foi reforçado nesses anos de mestrado foi o valor e a importância que as amizades têm em nossas vidas e de que ter bons amigos tornam nosso caminho mais leve e nossas lutas mais fáceis. Nesse contexto eu não poderia ser mais abençoada. Agradeço minha grande amiga Denisi, Bruno e Cândido por acreditarem em mim e terem me dado TODO o incentivo, amizade e por serem uma inspiração na pesquisa/profissional e na vida para mim.

Aos meus amigos de toda vida (Leticía, Fernanda, Débora, Nívia, Stephanie, Dulci, Nay, greicy, Italo, Filipe, Fabrine, Rodrigo e mais) por todo imenso apoio, conselhos, por serem meus avaliadores de diferentes áreas, por lerem meus trabalhos, ouvirem minhas apresentações e muito mais. Aos colegas e amigos do SIPAM e UEA (Jaci, Rany, Eri,Gusthavo, Josy, Willy, Adriano, Djnair e todo pessoal da meteoro). Em especial ao amigo e colega de profissão, Ivan, pelos diversos conselhos, conhecimento, apoio e ajuda sempre que precisei. A Jana por sua sempre disposição em me ajudar em diversos momentos na construção deste trabalho, seja avaliando meu inglês haha, seja me fazendo perguntas e leitura do texto. Neste mesmo barco agradeço Carlinha que nesta última etapa dispôs do seu tempo para me ajudar na escrita e correção do texto juntamente com a de sempre, Denisi. Amo e sou muito grata a todos vocês.

Para além de um roommate e colega de turma do mestrado você, André Leturiovisk, foi verdadeiramente um irmão para mim. Obrigada pelos conselhos e por vários momentos me acalmar quando ficava "desesperada"com as disciplinas e coisas do mestrado/pandemia. Obrigada pela grande parceria nesses dois anos (nem sei como seria sem você).

Agradeço ao Breja house (Taiana, Cláudia e Amélie Sobaka) que fizeram o primeiro ano do mestrado ser mais leve e descontraído.

Agradeço aos colegas e amigos da PGMET pela união (mesmo que a maioria das vezes a distancia), apoio e amizade (Mantovani, Rhamon, Tiago, Eli, Nic, Giovana, Ana e demais) e a todos os demais amigos adquiridos ao longo desse tempo, foi um prazer dividir bons momentos com todos vocês.

Aos professores do corpo docente da UEA e da Pós graduação em meteorologia (PGMET-INPE) por todo conhecimento compartilhado que foram essenciais para chegar até aqui.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de fomento pela qual foi possível a realização deste trabalho

Por último e não menos importante, agradeço ao meu orientador, Luiz Machado, por todo seu direcionamento, disponibilidade e paciência comigo na construção desta dissertação. Agradeço também pelo incentivo, conselhos e por fazer eu acreditar mais em mim e no meu trabalho. Um bom orientador faz toda diferença para o êxito de uma pesquisa e sem dúvida foi uma honra trabalhar a aprender com você.

RESUMO

A convecção na Amazônia é moduladora do clima e do tempo e possui influência em diversas escalas espaço-temporais e flutuações que aparecem desde os períodos intradiurnos até interanuais. O estudo dessas oscilações são importantes pois impactam na formação de nuvem e precipitação. Visando contribuir para a melhoria da previsão de tempo e clima na região da Amazônia Central, que ainda necessita ser melhor compreendida no que diz respeito aos processos e comportamento dos sistemas meteorológicos, este trabalho analisa a variabilidade espaço-temporal da convecção na Amazônia, nas escalas entre intradiurno a interdiurno, com a finalidade de compreender as trocas de energia entre as diferentes escalas e identificar os processos físicos associados. A hipótese que este trabalho levantou foi a de que a variabilidade intradiurna é fortemente modulada pelas ondas de gravidade associadas a sistemas de mesoescala que ocorrem nas escalas interdiurnas. Em busca dessas respostas foram analisados os dados dos tamanhos dos Sistemas Convectivos (SC), Temperatura de brilho do infravermelho (Tir), Frequência da Ocorrência da Cobertura de Nuvem (FOCN) convectiva profunda, convectiva e total e Descarga Elétrica (ED - sigla em inglês), todos obtidos através de sensores do satélite geoestacionário GOES-16 a cada 10 minutos e dados do radar (VIL, ETH e CAPPI) do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) a cada 12 minutos, localizados na região do ATTO para os anos de 2017 e 2020 e 2014 a 2020 respectivamente. Com relação a variabilidade sazonal, verificou-se que existem três períodos do ano com comportamentos distintos das nuvens convectivas, que são: Período P1 (março-abril-maio), P2 (junho-julho-agosto) e P3 (setembro-outubro-novembro). Que dentre eles cada um apresenta comportamentos singulares ao longo do dia, por exemplo, o P1 apresenta maior FOCN convectivas durante a manhã, o P2 apresenta preferencialmente maior atividade convectiva no período da tarde e o P3 apresenta as maiores EDs. Com relação a análise da escala espacial, observou-se que quanto maior a escala espacial maior a variabilidade da altura dos topos das nuvens e quanto menor a escala espacial, maior a variabilidade da Tir. Por último, foi possível observar as hipóteses apresentadas no presente trabalho de que na Amazônia central a convecção é principalmente modulada por SC de mesoescala que impactam na variabilidade intradiurna e transferem energia na escala intradiurna, por meio de ondas de gravidade induzidas pelos SC. Os resultados mostram claramente a conexão existente entre as escalas temporais do intradiurno e interdiurno em diferentes períodos do ano e seus impactos na formação de convecção na Amazônia Central. Assim, este trabalho colabora para um melhor entendimento dos processos convectivos e visando um possível aprimoramento da previsão de tempo da região.

Palavras-chave: Variabilidade convectiva. Amazônia. ATTO. Ondas de gravidade.

ANALYSIS OF THE SPACE-TEMPORAL VARIABILITY OF CONVECTION IN CENTRAL AMAZON: INTERACTIONS OF CONVECTIVE SYSTEMS ON INTRADIURNAL TO INTERDIURNAL SCALES

ABSTRACT

The Convection in Amazonia is a model of climate and weather and has influence on several spatio-temporal scales and fluctuations that appear from intradiurnal to interannual periods. The study of these oscillations is important, as they impact on cloud formation and precipitation. Weather and climate forecast in the Central Amazon region still needs to be better understood concerning the processes and behavior of meteorological systems. This study aims to contribute to this topic by studying the Spatio-temporal variability of convection in the Amazon to understand the energy exchanges between the different scales and identify the associated physical processes. The hypothesis that this work raised was that intradiurnal variability is strongly modulated by gravity waves produced by mesoscale systems that occur at interdiurnal scales. In search of these answers, data on the sizes of Convective Systems (SC), Infrared Brightness Temperature (Tir), Frequency of Occurrence of Cloud Coverage (FOCN) deep convective and total and Electric Discharge (ED - acronym in English), all obtained through GOES-16 geostationary satellite sensors every 10 minutes and radar data (VIL, ETH, and CAPPI) from the Amazon Protection System (SIPAM) every 12 minutes, set to the ATTO region for the years 2017 and 2020 and 2014 to 2020 respectively. It was found that there are three main periods of the year with specific behaviors for convective clouds that stand out, which are: Period P1 (March-April-May), P2 (June-July-August)) and P3 (September-October-November). Each one has unique behaviors throughout the day, such as P1 greater convective FOCN in the morning, P3 greater EDs, and P2 preference for convective action in the afternoon. With the spatial analysis, it was observed that the larger the area, the greater the variability of types of cloud tops observed and that the smaller the area, the greater the variability of Tir. Finally, it was possible to evaluate the hypotheses presented in the present work that in central Amazon, convection is mainly modulated by mesoscale convective systems in the interdiurnal scales and impacts on convection in the intradiurnal, probably through gravity waves. This study clearly shows the connection between the intradiurnal and interdiurnal temporal scales and their impacts on convection formation in Central Amazon. This work intends to better understand the convective processes in Amazonas and, consequently, support weather forecasts.

Keywords: convective variability. Amazon. ATTO. Gravity waves.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Ilustração de três tipos de nuvens convectivas verticalmente desenvolvidas de cumulus a cumulonimbus. A altura da base das nuvens variam de aproximadamente 300 m a pouco mais de 3000 m. 7

2.2 Histogramas associados ao Tamanho de Distribuição de Nuvem (Raindrop Size Distribution, DSDs) convectivas baseados na classificação RWP em termos de ETH (a), temperatura em ETH (b) e refletividade (Z) em 2 km (d) para todas as estações secas, chuvosas e de transição, bem como o congestus para todas as estações. A rosa dos ventos (c) também é mostrada para todas as estações. 10

2.3 A esquerda: Representação das Ondas de gravidade geradas por convecção penetrativa na presença de vento de fundo. (Baseado em Hooke, 1986). A direita: Diagrama esquemático de ondas de montanha para um fluxo com $\psi = 0$. a e b são as meias-larguras da montanha ao longo de x e y (para uma montanha assimétrica b = a) e h0 é a altura da montanha. Marcados na figura são as linhas de fluxo (linhas pretas grossas), o topo da camada limite (linha azul tracejada) e rotores (setas verdes curvas). . 16

3.1 Localização da estação ATTO na região Amazônica. O mapa principal mostra o acesso ao local por meio de conexões rodoviárias e fluviais. . . . 18

3.2 Localização do RM de Manaus (bola vermelha) e da estação do ATTO (triangulo laranja) compreendida na área do radar no raio de 200 km. . . 22

3.3 Esquema da análise com estudos compostos. 32

4.1 Ciclo Sazonal da CTN. (a) Variação sazonal da Tir através do diagrama whisker e (b) apresenta a Variação sazonal média da Tir com o STD. . . 35

4.2 Ciclo Sazonal da FOCN, onde (a) a FOCN para nuvens com Tir de <=210 K, (b) a FOCN para nuvens com Tir de <= 245 K e (c) a FOCN total - nuvens com Tir <= 284 K. 37

4.3 Ciclo Sazonal da FOCN, com FOCN para nuvens com Tir de <=210 K para os anos de 2018 (linha amarela) e 2019 (linha rosa). 38

4.4 Ciclo sazonal da refletividade (precipitação) medido pelo radar para o CAPPI em 3 Km, dados em mm6/m3 para uma área equivalente a 5X5 pixels centrado no ATTO. 39

4.5 Ciclo sazonal dos Tamanhos das Organizações de nuvens de convecção profunda (a) Tir de 215 K e convectivas (b) Tir de 245 K para uma área de 200 x 200 km2 centrada no ATTO. 41
4.6 Ciclo sazonal do conteúdo de água liquida (VIL) presente na área correspondente a em 5x5 pixels centrada no ATTO. 42
4.7 Ciclo sazonal da altura do topo de nuvens (ETH) de 20 dBZ presente na área correspondente a 5x5 pixels centrada no ATTO. 43
4.8 Número de ocorrências de eventos de chuva ao longo do ano. 44
4.9 Ciclo sazonal da densidade de Descarga Elétrica atmosférica a cada 10 minutos para a área correspondente a 24 x 24 km2 centrada no ATTO. . 45
4.10 Ciclo diurno da frequência de ocorrência de nuvens convectivas para Tir de (a) 210 K, (b) 245 K e (c) cobertura total - 284 K. 50
4.11 Ciclo diurno da cobertura total de nuvens. 51
4.12 Ciclo diurno dos tamanhos das organizações de nuvens de convecção profunda com (a) Tir de 215 K e convectiva (b) Tir de 245 K. 54
4.13 Ciclo diurno da refletividade. 56
4.14 Ciclo diurno da altura do topo das nuvens. 57
4.15 Ciclo diurno do conteúdo de água líquida na nuvem. 58
4.16 Número de ocorrência de eventos de chuva. 59
4.17 Ciclo diurno das descargas elétricas atmosféricas. 60
4.18 Variabilidade da cobertura de nuvens em diferentes escalas espaciais e variabilidade da Tir. 62
4.19 Variabilidade da cobertura de nuvens em diferentes escalas espaciais e variabilidade da Tir. 63
4.20 TO de Morlet para P1, P2 e P3 no ano de 2019, onde cada linha representa um período, respectivamente, com três diferentes frequências centrais: Primeira coluna - Frequência de 1.0, Segunda coluna - Frequência de 0.5 e Terceira coluna - Frequência de 0.25. 65
4.21 Série temporal do ciclo sazonal de energia das variáveis de Tir, FOCN em Tir de 284K e CAPPI. 69
4.22 Série temporal do ciclo diurno de energia das variáveis de Tir, FOCN de Tir de 284K e CAPPI para o intradiurno. 71
4.23 Análise com estudos compostos da variável CAPPI para o *quantile* de 75% das escalas interdiurna "longa"(primeira linha) e "curta"(segunda linha) para os três tipos de observação feitas: Primeira coluna para a observação a partir do 1º caso, segunda coluna para a observação no momento de variabilidade máxima e terceira coluna utilizando todos os casos de energia de Tir pertencentes ao *quantile* estabelecido. 74

4.24 Composite para o intradiurno utilizando o quantile de 95% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis de CAPPI,ETH, VIL, FOCN de convecção profunda, FOCN total, ED, TON de convecção profunda e Tir. 75
4.25 Composite para o interdiurno "curto"utilizando o *quantile* de 75% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis de CAPPI,ETH, VIL, FOCN de convecção profunda, FOCN total, ED, TON de convecção profunda e Tir.Observação de 6 dias antes a 6 dias depois do momento de máxima variabilidade de energia observada. 77
4.26 Composite para o interdiurno "longo"utilizando o *quantile* de 75% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis de CAPPI,ETH, VIL, FOCN de convecção profunda, FOCN total, ED, TON de convecção profunda e Tir.Observação de 10 dias antes a 10 dias depois do momento de máxima variabilidade de energia observada. 79
4.27 Análise com Estudos Compostos wavelet. 80

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABI	–	Advance Baseline Imager
AF	–	Análise de Fourier
AMS	–	American MeteorologicalSociety
AS	–	América do Sul
ATTO	–	Amazon Tall Tower Observatory
CAPE	–	Convective Available Potencial Energy
CAPPI	–	Constant Altitude Plan Position Indicator
CCD	–	Charge Coupled Device
CENSIPAM	–	Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia
CIN	–	Convective Inhibition
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Cu	–	Cumulus
DJF	–	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DSA	–	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
DSD	–	Raindrop Size Distribution
ENOS	–	El Niño OscilaçãoSul
ETH	–	Echo Top Height
FAB	–	Força Aérea Brasileira
FFT	–	Fast Fourier Transform
FO	–	Função Ondeleta base
FOCN	–	Frequência da Ocorrência da Cobertura de Nuvem
FortraCC	–	Forecast and Tracking theEvolution of Active Cloud Clusters
GLM	–	Goes Lighting Mapping
GOES-16	–	Geostationary Operational Environmental Satellites-16
IR	–	Infra Red
JJA	–	Junho, Julho e Agosto
LBA	–	Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia
LI	–	Linha de Instabilidade
MCGA	–	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NCN	–	Núcleos de Condensação de Nuvens
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
QBO	–	Quasi-Bienal Oscilation
RM	–	Radar Meteorológico
RWP	–	Radar Wind Profiller
SAO	–	Semestral Oscilation
SC	–	Sistemas Convectivos
SIPAM	–	Sistema deProteção da Amazônia
TB	–	Temperatura de Brilho
Tir	–	temperatura de brilho em IR
TO	–	Transformada em Ondeletas

TON	–	Tamanho das Organizações de Nuvens
TRMM	–	Tropical RainfallMeasuring Mission
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
VIL	–	Vertically Integrated Liquid
WETAMC	–	WetSeason Atmospheric Mesoscale Campaign
Z	–	Refletividade
ZCAS	–	Zona de Convergência da Atlântico do Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Tropical

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Objetivos 3

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 5
2.1 Clima da Amazônia 5
2.2 Convecção na Amazônia 6
2.3 Variabilidade interanual, sazonal, intersazonal e intrasazonal 9
2.4 Variabilidade interdiurna, diurna, intradiurna 12
2.5 Ondas de gravidade 14

3 DADOS E METODOLOGIA 17
3.1 Localização 17
3.2 Ferramentas e dados utilizados 18
3.2.1 GOES-16 18
3.2.2 Radar - SIPAM 21
3.2.3 FortraCC 24
3.3 Ferramentas e metodologia 25
3.3.1 Caracterização climatológica da Amazônia Central 25
3.3.2 Função Ondeleta de Morlet 26
3.3.3 Estudos compostos 30

4 RESULTADOS 33
4.1 Climatologia sazonal das variáveis para a caracterização da convecção no ATTO 33
4.1.1 Ciclo sazonal do topo de nuvens 33
4.1.2 Ciclo sazonal da Frequência de Ocorrência de Nuvens 35
4.1.3 Ciclo sazonal da refletividade (precipitação) 38
4.1.4 Ciclo sazonal dos Tamanhos das Organizações de Nuvens 40
4.1.5 Ciclo sazonal do conteúdo de água líquida na nuvem (VIL) 42
4.1.6 Ciclo sazonal da Altura do Topo das Nuvens 42
4.1.7 Número de ocorrências de eventos de chuva 43
4.1.8 Ciclo sazonal das descargas elétricas atmosféricas 44
4.2 Ciclo diurno da convecção para os períodos P1, P2 e P3 47

4.2.1 Ciclo diurno da Frequência de Ocorrência de Cobertura de Nuvens Convectivas 48
4.2.2 Ciclo diurno da temperatura de brilho 51
4.2.3 Ciclo diurno dos Tamanhos das Organizações de Nuvens 52
4.2.4 Ciclo diurno da refletividade 55
4.2.5 Ciclo diurno da Altura do Topo das Nuvens 56
4.2.6 Ciclo diurno do conteúdo de água líquida na nuvem 57
4.2.7 Número de ocorrência de eventos de chuva 59
4.2.8 Ciclo diurno das descargas elétricas atmosféricas 59
4.3 A análise da variabilidade da cobertura de nuvens em diferentes escalas espaciais 62
4.4 Análise da TO de Morlet para os Três períodos e criação das séries temporais 64
4.5 Estudos compostos 72

5 CONCLUSÕES 83

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 89

1 INTRODUÇÃO

As nuvens desempenham um papel fundamental em diferentes escalas, da micro a grande escala, influenciando diretamente na circulação atmosférica global e consequentemente no clima. É através dessas interações, que os mecanismos físicos, termodinâmicos e dinâmicos controlam os processos hidrológicos, como a formação de hidrometeoros e as trocas de energia dos fluxos de calor (BISCARO et al., 2019).

De acordo com Arakawa (1975),as nuvens alteram tanto o balanço radiativo por meio do espalhamento e da absorção da radiação quanto o acoplamento dos processos oceânicos e terrestres através das interações com a camada limite planetária. A maior cobertura de nuvens, e por conseguinte maiores taxas de precipitação na região dos trópicos é devido a quantidade de vapor d'água e ao aquecimento da superfície, o que resulta em processos convectivos mais fortes e profundos nesta região (TANAKA et al., 2014). Machado (2000) afirma que a convecção na região tropical é o principal mecanismo para exportar o excesso de energia para áreas com deficit de energia.

A caracterização das nuvens nos modelos de circulação global é fundamental para uma completa reprodução do sistema atmosférico, sendo ainda um grande desafio que permeia a comunidade científica, principalmente com foco na região tropical (ADAMS et al., 2009). Apesar do avanços em modelos climáticos globais, os autores destacam que ainda é necessário aprimoramentos para superar as deficiências nas previsões climáticas associadas aos processos de nuvem e precipitação.

Segundo Biscaro et al. (2019) a baixa destreza dos modelos nas regiões tropicais na representação das nuvens e precipitação impacta na previsão numérica de tempo e clima, gerando representações inconsistentes, como por exemplo defasagem no ciclo diurno da precipitação sobre o continente, subestimativa da precipitação e no tempo de resposta nos processos convectivos na região da Amazônia. Esses problemas são observados tanto na representação da convecção profunda e rasa, quanto em suas transições como vistos nos trabalhos de Dai (2006) e Zhang e Klein (2010).

Biscaro et al. (2019) analisaram a relação entre o padrão de nuvens noturno no impacto na precipitação no dia seguinte, e formularam um modelo conceitual distinto para a estação seca e chuvosa. Os autores concluem que a cobertura de nuvens durante a noite impacta na precipitação do dia seguinte, principalmente no verão, em função de fatores locais, tais como aquecimento da superfície, fluxos de calor sensível e latente e turbulência; enquanto no período seco os fatores determinantes para evolução de nuvens rasas para precipitantes são moduladas principalmente

pelas circulações de meso/larga escala. Esse resultado mostra a importância do ciclo sazonal nos processos associados à formação de nuvens rasas e profundas.

Giangrande et al. (2020) destacam que as deficiências na representação das nuvens e precipitação em modelos de circulação geral são associadas às incertezas na parametrização convectiva profunda. Os embasamentos das parametrizações desses processos são frequentemente difíceis de serem medidos pelos métodos convencionais.

A região Amazônica, detentora da maior floresta tropical do mundo, possui clima equatorial e tropical e representa um sistema particular e complexo para o estudo das nuvens e precipitação (PIRES et al., 2018).

As intensidades e amplitudes dos processos convectivos na Amazônia são interrelacionados com as mudanças sazonais forçadas pela termodinâmica e as mudanças em grande escala na circulação atmosférica das células de Hadley e Walker que influenciam fortemente as características das nuvens (cobertura, profundidade, precipitação) (GIANGRANDE et al., 2020). O ciclo hidrológico da floresta amazônica tem um grande impacto em todo o sistema atmosférico em larga escala, afetando o transporte de vapor de água para o sul e sudeste do Brasil e norte da Argentina, além das chuvas no Nordeste e das ondas planetárias (ARRAUT; SATYAMURTY, 2009).

O padrão espacial e temporal da precipitação em suas diversas escalas na região amazônica ainda é pouco conhecido, principalmente dentro dos ciclos sazonais (inter e intrasazonais) e diurnos (inter e intradiurnos). De acordo com Machado et al. (2004), ainda que a região amazônica apresente fortes mudanças sazonais na circulação atmosférica e padrões de precipitação relacionados, o ciclo diurno geralmente é similar ao longo do ano.

As complexas interações físicas e químicas observadas na bacia amazônica incluem processos de formação de chuva, durante o dia e noite, ciclos sazonais e interanuais, organização espacial de nuvens, mecanismos de controle de Núcleos de Condensação de Nuvens (NCN) e interações atmosféricas entre vegetação, camada limite, nuvens e alta troposfera (MACHADO et al., 2018). Estudos com análises espaço-temporal são escassos em função da baixa cobertura de monitoramento com séries longas de dados in situ. Desta forma, o emprego de dados provenientes de satélites são fundamentais para o estudo das oscilações nas escalas temporais e espaciais.

Vianello e Alves (1991), descrevem o mecanismo dinâmico de precipitação na Amazônia, que se deve à combinação ou principais efeitos da Zona de Convergência Tropical

(ZCIT), da Linha de Instabilidade (LI), da penetração no sistema frontal e da fonte de vapor d'água, representado pela atuação da floresta e da Cordilheira dos Andes. Em Alves et al. (2007) é dito que esses sistemas de tempo são fortemente influenciadores/geradores das oscilações interdiurnas, intra-sazonais e interanuais.

As nuvens desempenham um papel importante na troca de energia entre as várias escalas de tempo dos fenômenos atmosféricos e o entendimento mais detalhado da periodicidade dos diferentes sistemas atmosféricos e das interações entre suas próprias escalas é fundamental para a compreensão dos processos físicos que controlam os balanços de energia e hidrológico. Dessa forma, a convecção na Amazônia é modeladora do clima e do tempo e possui influência em diversas escalas espaço-temporais e flutuações que aparecem desde os períodos Intradiurnos até interanuais. O estudo dessas oscilações é importante pois estes impactam na formação de nuvem e precipitação. Dentro desse contexto, o presente trabalho irá analisar a variabilidade espaço-temporal da convecção na Amazônia, compreender as trocas de energia entre as diferentes escalas temporais e identificar os processos físicos associados, visando contribuir para a melhoria da previsão de tempo e clima na região Amazônica.

1.1 Objetivos

O objetivo central do presente trabalho é o de analisar as variabilidades espaço-temporais da convecção na Amazônia Central, em específico na região do *Amazon Tall Tower Observatory* (ATTO) (ANDREAE et al., 2015). Espera-se encontrar relações entre as escalas espaciais e temporais da convecção que permitam interpretar os fenômenos físicos associados. A hipótese deste trabalho é que a variabilidade intradiurna é fortemente modulada pelas ondas de gravidade associados a sistemas de mesoescala, que ocorrem nas escalas interdiurnas. Para atingir o objetivo apresentado serão analisados os dados de temperatura de brilho em diferentes escalas espaciais, as descargas elétricas, medidas pelo satélite geoestacionário GOES-16 a cada 10 minutos e os dados do radar do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) a cada 12 minutos, sobre a região do ATTO. Entre os anos de 2017 e 2020 e 2014 a 2020, respectivamente.

Como objetivos específicos, o trabalho irá:

- Apresentar uma análise da climatologia sazonal das variáveis para a caracterização da convecção na região do ATTO através da quantificação da variabilidade e comportamento das variáveis provenientes de sensoriamento remoto.

- Analisar a climatologia do ciclo diurno, para diferentes fases do ciclo sazonal e identificação dos padrões de variabilidade das diferentes variáveis analisadas

- Analisar a variabilidade espacial da cobertura de nuvens para as diferentes variáveis

- Empregar a Transformada em Ondeletas para analisar a evolução temporal da energia nas escalas do intradiurno (1 a 8h), interdiurno "curto"(2 a 5 dias) e interdiurno "longo"(6 a 10 dias) que melhor represente variabilidade das diferentes variáveis analisadas.

- Realizar estudos compostos de forma a caracterizar as diferentes variabilidades na evolução da altura do topo das nuvens, quantidade integrada de água, precipitação, eletrificação e temperatura de brilho.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo aborda as características climáticas gerais da região Amazônica, nuvens convectivas, variabilidades espaço-temporais de sistemas meteorológicos da região. Por fim, discute-se as ondas gravitacionais e sua contribuição como forçante de convecção.

2.1 Clima da Amazônia

A América do Sul (AS) possui uma grande extensão latitudinal e várias formas de relevo, que propiciam o desenvolvimento e a atuação de diferentes sistemas atmosféricos, resultando em diferentes mecanismos de precipitação em todo o continente (REBOITA et al., 2010). A Amazônia está situada na região tropical (entre 5^oN e 10^oS),tem clima equatorial chuvoso e possui uma heterogeneidade na distribuição espacial de chuva e expressiva ao longo do ano, sendo considerada a região com o maior total pluviométrico anual do Brasil e uma das maiores do mundo (REBOITA et al., 2010).

Em Nobre et al. (2009), indica que a radiação solar no topo da atmosfera amazônica varia de um máximo de 36,7 MJ $m^{-2}d^{-1}$ de dezembro a janeiro a um mínimo de 30,7 $m^{-2}d^{-1}$ de junho a julho enquanto a radiação solar na superfície é de cerca de 16 e 18 MJ $m^{-2}d^{-1}$ no verão e inverno no Hemisfério Sul, respectivamente. O ciclo sazonal da radiação solar incidente na superfície da Amazônia central mostra um máximo em setembro/outubro e um mínimo em dezembro/fevereiro. Esta distribuição temporal é afetada principalmente pela nebulosidade associada à convecção amazônica (HOREL et al., 1989). Segundo Fisch et al. (1998) a precipitação média anual é em torno de 2300 mm ano^{-1}, e sua precipitação total máxima ocorre no litoral do Amapá e na parte oeste da região, atingindo mais de 5000 mm ano^{-1}.

A distribuição das chuvas de dezembro a fevereiro (DJF) está localizada perincipalmente nas regiões central e oeste da região amazônica na qual se encontra a Alta de Bolívia. Por outro lado, nas estações de junho, julho e agosto (JJA), o centro de precipitação máxima move-se para o norte e está localizado na América Central. A região central amazônica fica sob um regime mais seco (FISCH et al., 1998).

De acordo com Cavalcanti (2016), há quatro núcleos de precipitação significativa encontrados na região amazônica: regiões noroeste, centro, sul e leste na fronteira com a cidade de Belém, e nessas regiões não há períodos prolongados de seca. No noroeste, a precipitação é superior a 3.000 mm ano^{-1}. A quantidade de precipitação

desta parte é causado pela condensação do ar úmido trazido pelo vento de leste da ZCIT, que sofre levantamento orográfico sobre a Coordilheira dos Andes. As chuvas na região noroeste podem ser entendidas como uma resposta às oscilações dinâmicas quase permanentes associadas ao centro convectivo nesta região, sendo que a precipitação máxima mensal ocorre em abril/maio/junho. Na região da Amazônia central, a precipitação anual é em torno de 2500 mm ano^{-1}. O período chuvoso ocorre no período março/abril/maio, geralmente relacionado à penetração de sistemas frontais advindos da região Sul que interagem e organizam convecção local. Na parte leste da Bacia do Rio Amazonas, próximo a Belém, a precipitação anual ultrapassa os 4000 mm, com maior convecção nos meses de fevereiro/março/abril. Neste domínio, a alta precipitação está relacionada à LI formada ao longo da costa no final da tarde, forçada pela circulação da brisa marítima.

Pelas informações encontradas em Cavalcanti (2016), ao considerar a variabilidade espacial de uma determinada região da Amazônia, é fundamental que se tenha em vista as características e sistemas marcantes daquele setor. Considerando a região central da Amazônia, foco do presente estudo, a distribuição sazonal da precipitação apresenta forte atividade convectiva no período de novembro a abril, com máximos nos meses de março e abril, e o período mais seco entre junho e setembro, maio e outubro são os meses de transição entre um regime e outro.

2.2 Convecção na Amazônia

Por definição, convecção é a transferência de calor através do movimento de um fluido (líquido ou gasoso), isto é, dado um determinado fluido com uma determinada temperatura, esse fluido se desloca para uma nova área, alterando a temperatura nesse local. Na Meteorologia, de acordo com glossário da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), a convecção é quando o ar frio (que é mais denso que o ar quente) tende a ficar por baixo do ar quente em busca do equilíbrio. Na busca por equilíbrio, o ar move-se constantemente ao redor da atmosfera, onde este movimento fornece a transferência de calor por convecção. O ar quente e úmido próximo à superfície se eleva acima do ar frio, esse movimento ascendente resfria o ar adiabaticamente e a parcela de ar atinge o ponto de orvalho e toda a umidade do ar se condensa, formando nuvens.

As tempestades convectivas, são os principais exemplos de atividade convectiva na Atmosfera. As chuvas convectivas são frequentes na região Amazônica, onde existe altas temperaturas e umidade disponível. Essas nuvens podem gerar chuvas ou tempestades ou se manifestarem apenas como convecção rasa. A modelagem destes

processos ainda não são completamente entendidos e consequentemente,a destreza dos modelos nesta região ainda é pequena.

A Figura 2.1, apresenta três tipos de nuvens convectivas (de cumulus a cumulonimbus), desde a convecção rasa a convecção profunda. Observa-se que a nuvem com desenvolvimento vertical extenso, nuvem cumulonimbus, é um indicador positivo de ar instável. Nesse tipo de nuvem, há fortes correntes ascendentes que podem transportar altas concentrações de água super-resfriada a níveis elevados onde as temperaturas são significativamente baixas. Esse tipo de nuvens são compostas de água e gelo (WALLACE; HOBBS, 2006).

Figura 2.1 - Ilustração de três tipos de nuvens convectivas verticalmente desenvolvidas de cumulus a cumulonimbus. A altura da base das nuvens variam de aproximadamente 300 m a pouco mais de 3000 m.

Fonte: Adaptado da NASA Langley Research Center (2021).

A região tropical é uma fonte de convecção, gerado pelo ramo ascendente da célula de Hadley. Neste aspecto, a Amazônia, que se localiza nessa região, é um dos principais centros convectivos do globo. Nessa região, que é caracterizada pela grande

disponibilidade de energia e umidade,têm-se aquecimento convectivo,onde o movimento ascendente transfere umidade da camada limite planetária para a troposfera livre, fortalecendo a convecção e com a convergência da umidade de baixo nível, a convecção se torna-se mais intensa (TANAKA et al., 2014).

Molion (1993), estudando as circulações em larga escala e mesoescala na Amazônia, descreveu os principais mecanismos convectivos que atuam na Amazônia, que são: a convecção diurna, LI e os Sistemas Convectivos (SC) organizados associados à penetração de frentes frias do Sul que interagem com a convecção tropical. Giangrande et al. (2017) descrevem que a convecção na Amazônia é influenciada por fatores dinâmicos, como o fluxo de umidade advindo do Atlântico equatorial pelos ventos de leste e a variação nos ventos de baixos níveis.

A evolução temporal, a frequência e a morfologia da convecção profunda podem variar significativamente, dependendo do regime convectivo. Grande parte dessa variabilidade está associada com mudanças nos padrões de circulação em escala continental, como por exemplo, as incursões dos sistemas frontais que se estendem Amazônia a dentro, ao longo da Zona de Convergência da Atlântico do Sul (ZCAS) (MACHADO et al., 2004). Há também, dentro da bacia amazônica, diferenças regionais nos regimes convectivos, que influenciam na distribuição sazonal das chuvas e no caráter dos eventos convectivos que respondem por essa distribuição (BISCARO et al., 2019).Nos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) ou Modelos Regionais de Previsão de Tempo, os efeitos da convecção atmosférica devem ser necessariamente levados em conta. Contudo, as parametrizações convectivas tipicamente usadas nesses modelos de grande escala têm experimentado dificuldades em simular os efeitos dos processos convectivos em todas as regiões tropicais (ADAMS et al., 2009).

Analisando a parte energética, tem-se o estudo realizado por Machado (2000), que revelou que a superfície perde mais energia do que recebe em eventos convectivos e ganha mais energia em situações de céu claro. Adams et al. (2009), fizeram uma revisão literária sobre a convecção atmosférica na Amazônia, onde os principais componentes do balanço de energia local podem ser dados através da convecção rasa e da convecção profunda. A convecção rasa (não precipitante, seguindo a divisão tradicional de parametrizações convectivas) e a convecção profunda (precipitante), além de influenciar a dinâmica tropical de grande escala e exercer um papel fundamental no balanço de energia da circulação geral do planeta. Referente aos tipos de convecção descritos acima, Dias et al. (2002) discute a convecção profunda estando associada

a dois padrões: O padrão de leste, onde são observados SC com características mais continentais,isto é, células convectivas mais isoladas, em que se observa uma região de mistura de água e gelo bem definida e grande frequência de relâmpagos. No regime de oeste, os sistemas são maiores e mais estratiformes, não apresentando a região significativa de mistura de gelo e água e quase sem relâmpagos. Os autores mostram que as nuvens tendem a ser mais profundas no regime de leste, enquanto que no regime de oeste a convecção tende a ser menos intensa.

Wang et al. (2018), utilizaram dados coletados durante o experimento GoAmazon do Radar Perfilador de Vento (Radar Wind Profiller, RWP) de 1290 MHz para estudar as características da convecção na Amazônia central. O RWP é um instrumento de Sensoriamento Remoto ativo que consegue observar o vento e a turbulência na troposfera por meio do espalhamento de irregularidades do ar puro do índice de refração atmosférica (GAGE; BALSLEY, 1978). As nuvens precipitantes identificadas pelo RWP foram analisadas em função do Eco da Altura do Topo (Echo Top Height,ETH) que correspondem aos topos das nuvens com gotas de chuva. O RWP não é sensível as gotas de nuvens, assim, as alturas reais do topo da nuvem podem se estender até 2 km ou mais acima dessas alturas. As análises demonstraram uma distribuição da altura das nuvens bimodal (Figura 2.2), e que varia de acordo com as estações do ano no Amazonas (Figura 2.2a). O nível de congelamento está localizado, normalmente, a cerca de 4.5 km acima da superfície. Assim podemos notar claramente esses dois padrões típicos de convecção na Amazônia Central, a convecção profunda com topos em torno de 10-12 km e a convecção cumuliforme, ou convecção rasa com topos em torno da camada de congelamento. Nota-se também nesta figura que o período de transição é aquele com as refletividades mais altas.

Segundo Giangrande et al. (2017), a estação chuvosa e os períodos de transição exibem contrastes mais nítidos de Energia Potencial Convectiva Disponível (*Convective Available Potencial Energy*, CAPE) e Inibição Convectiva (Convective Inhibition, CIN) com a convecção tendo alta probabilidade do desenvolvimento para convecção profunda, promovendo a formação da bigorna e as regiões estratiformes que se estendem durante a noite e se propagam pela bacia amazônica.

2.3 Variabilidade interanual, sazonal, intersazonal e intrasazonal

Um primeiro passo para melhor compreender o papel das nuvens no clima da Terra é conhecer a variabilidade temporal e espacial das quantidades, tipos e propriedades radiativas das nuvens.

Figura 2.2 - Histogramas associados ao Tamanho de Distribuição de Nuvem (Raindrop Size Distribution, DSDs) convectivas baseados na classificação RWP em termos de ETH (a), temperatura em ETH (b) e refletividade (Z) em 2 km (d) para todas as estações secas, chuvosas e de transição, bem como o congestus para todas as estações. A rosa dos ventos (c) também é mostrada para todas as estações.

Fonte: Wang et al. (2018).

Na Amazônia esses sistemas atuam em diferentes escalas espaço-temporais interagindo entre si (FISCH et al., 1998). Tendo em vista isso, a seguir será dada uma breve descrição das diferentes variabilidades espaço-temporais que atuam na região, desde a a variabilidade interanual até as variabilidades intradiurnas, que será o foco do presente trabalho. Por último, será apresentada uma breve descrição sobre as ondas de gravidade, que atuam como um dos fatores geradores de convecção.

O estudo sobre a variabilidade interanual sobre a Amazônia já é abordado há alguns anos, com ênfase principalmente na sua relação com o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), que é o principal sistema atuante nessa escala temporal. Eles são definidos pelas Temperaturas da Superfície do Mar (TSMs) do Oceano Pacífico tropical. Durante os episódios de El Niño, a maior parte da Bacia Amazônica experimenta precipitação abaixo da média, enquanto durante os casos de La Niña, a região apresenta chuvas acima da média (DIAS; CARVALHO, 2016).

Segundo Alves et al. (2007), a variabilidade interanual da circulação geral da atmosfera gera grande influencia sobre a precipitação. Também é dito que os processos associados à convecção são aqueles que mais sofrem influências interanuais e que as oscilações interanuais apresentam forte variabilidade da cobertura de nuvens, e além de estarem relacionados aos eventos de El Niño, também variam em função da TSM do Oceano Atlântico tropical. Marengo et al. (2001), mostraram alta correlação entre as anomalias de TSM do Atlântico e Pacífico Tropical com a duração da estação chuvosa. Os autores observaram que quando ocorre anomalia positiva de TSM no Pacífico, favorece uma estação chuvosa curta na Amazônia, entretanto, quando ocorre anomalia positiva no Atlântico, favorece uma estação chuvosa longa na mesma região. Li e Fu (2006) estudaram as Influências de eventos El Niño bloqueando intrusões de ar frio no início da estação chuvosa e descobriram que o início da estação chuvosa tende a ser atrasado durante os anos de El Niño. Os autores observaram uma relação estreita entre as intrusões de ar frio e o início da estação chuvosa na Amazônia durante 11 dos 15 anos de dados analisados.

No estudo realizado por Machado et al. (2004) sobre a variabilidade sazonal e diurna de convecção na Amazônia, verificou-se que Julho é o mês mais seco para a maior parte da América do Sul. A duração da estação seca mostra dois mínimos, um sobre o oeste da Amazônia, associado com a circulação das monções e convecção persistente e outra no sul do Brasil associada à penetração de frentes frias. Observaram também que locais de floresta tropical possuem ciclos sazonais significativos na precipitação e cobertura de nuvens, ligados a pequenas mudanças sazonais no CAPE, na camada de inversão de temperatura e na subsidência associada. Machado et al. (2004) observaram que o número de eventos de chuvas é maior durante a estação chuvosa, porém o número de tempestades é maior durante a estação de transição e no início da estação chuvosa, ou seja, os eventos de chuva são mais intensos no início da estação chuvosa do que quando está bem estabelecida a estação chuvosa. Durante a estação seca a cobertura de nuvens convectivas varia em um intervalo de 0 a 20 % e durante a estação chuvosa em torno de 15 a 45 % . Os autores mostram que a maioria dos eventos de chuva durante a estação chuvosa ocorre no final da tarde.

Sazonalmente, Horel et al. (1989) usando Radiação de Onda Longa (ROL) ascendente, caracterizaram variações sazonais na Amazônia e descobriram que a região experimenta estações típicas de chuvas e secas a cada ano, com dois períodos de transição entre elas. A convecção na Amazônia é mais intensa durante a estação de transição seca para chuvosa, durante a qual tempestades exibem mais atividade de

raios e são mais sensíveis à carga de aerossol e topografia (MACHADO et al., 2018).

Em Machado et al. (2018), foi visto que condições sinóticas afetam os mecanismos de chuva em grande escala e sendo estes, as componentes necessárias para gerar grandes quantidades de precipitação na Amazônia, eles são normalmente organizados em sistemas convectivos de meso escala. Foi verificado que a estação chuvosa geralmente tem chuvas do tipo monção, enquanto a convecção ocorre em menor escala durante a estação seca. Os autores também observaram que os aglomerados de nuvens típicas no Amazonas (estação chuvosa e seca) tem um raio efetivo de aproximadamente 75 km e um ciclo de vida de 1,5 h e que as células de chuva dentro desses aglomerados de nuvens têm um raio médio de aproximadamente 7,5 km e um ciclo de vida de 0,6 h.

Dias et al. (2002), a partir dos dados do WETAMC, mostram que a estação chuvosa na região amazônica é afetada por oscilações intrasazonais que são vistas, localmente, como forçantes de larga escala. Os campos de vento de oeste e leste são associados a convecção profunda e rasa.

2.4 Variabilidade interdiurna, diurna, intradiurna

A variabilidade interdiurna diz respeito, como o próprio nome já diz, a variação que ocorre entre dias, ou como é definida pelo glossário da *American Meteorological Society* (AMS), a diferença aritmética entre os valores médios diários de um elemento meteorológico em pelo menos dois dias consecutivos.

Na atmosfera amazônica, acontecem variabilidades desse tipo no regime de precipitação e que podem estar relacionadas aos tipos de sistemas atuantes relacionados. Ainda há poucos estudos sobre a variabilidade interdiurna na Amazônia, entretanto, sabe-se que fenômenos como ondas de leste (BARBOSA et al., 2006) e sistemas frontais como frentes frias (ALVES et al., 2007), que por vezes conseguem chegar na Amazônia, provocam variações nessa escala temporal e na escala espacial atuando como organizações de mesoescala que se propagam na Amazônia.(BARBOSA et al., 2006) conclui que grande parte das LIs tropicais, que se propagam para o interior da Amazônia, são intensificados por forçantes de escala sinótica como a ZCIT e Distúrbios Ondulatórios de Leste (OL). Este último ocorre com uma típica oscilação em torno de 4 dias.

Kousky e Ferreira (1981) fizeram um estudo da correlação espacial das variações das pressões superficiais interdiurnas no Brasil, onde identificaram que as oscilações de

pressão que ocorrem no sul do Brasil estão associadas a sistemas sinóticos de latitude média, se mostram positivamente correlacionadas com as oscilações de pressão próximas ao equador. Observaram também que alguns sistemas sinóticos do hemisfério sul têm um efeito significativo na atividade convectiva na Bacia Amazônica, com a área de atividade máxima indicando um deslocamento para o leste com o tempo.

Alves et al. (2007) verificaram que as variações mais significativas na cobertura de nuvens na Amazônia são centradas nas frequências de 4, 6 e 8 dias e ocorrem na porção ocidental da Amazônia, enquanto que as variações de baixa frequência (escalas intrasazonais de 30 e 45 dias) se processam na porção oriental da Amazônia. Dessa forma, os autores concluíram que as frentes frias modulam de alguma forma a atividade convectiva na região de Manaus. As forçantes das oscilações interdiurnas observadas na região centrada em Manaus é em torno de 47% dos casos analisados, as oscilações intra- sazonais com períodos entre 25 - 35 dias em torno de 15 %, e as oscilações com períodos entre 55 a 65 dias em torno de 13 %. Essas análises não sugerem que necessariamente as frentes frias causaram as oscilações, mas sim que elas podem favorecer ou induzir a convecção em grande parte da Amazônia diretamente ou indiretamente.

A variabilidade interdiurna que são as variações nos parâmetros meteorológicos que acontecem em um dia. Sua influencia se encontra na escala local como sendo uma grande contribuidora para o clima global.

Embora a região do Amazonas exiba fortes variações sazonais na circulação atmosférica e padrões de precipitação relacionados, o ciclo diurno é praticamente o mesmo ao longo do ano. A maior parte da região tem um pico de atividade convectiva no período da tarde; no entanto, áreas selecionadas experimentam sistemas noturnos bastante intensos e sazonalidade mais pronunciada (SARAIVA et al., 2016). O ciclo de convecção diurna está fortemente ligado às características subjacentes da superfície (MACHADO et al., 2004), incluindo sua topografia, vegetação, desmatamento e grandes rios. Adams et al. (2015) mostraram que um problema central do modelo climático relacionado à convecção diurna da Amazônia e à variabilidade da precipitação é a transição de convecção rasa para profunda, que ocorre em uma escala de tempo de algumas horas. Garreaud e Wallace (1997), sugerem que a cobertura máxima de nuvens no ciclo diurno da Amazônia central está relacionada à reativação das linhas de tempestade costeiras de propagação em direção à terra.

Machado et al. (2002), trabalhando com o conjunto de dados do experimento Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign (WETAMC) - Tropical Rainfall

Measuring Mission/Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (TRMM/LBA), mostram que no sudeste da Amazônia a cobertura mínima de nuvens ocorre apenas algumas horas antes da precipitação máxima no início da tarde, enquanto a cobertura máxima de nuvens ocorre no fim da tarde. Eles encontraram, para a região do estado de Rondônia, uma grande defasagem entre a cobertura máxima de nuvens convectivas à tarde e a cobertura total máxima de nuvens que ocorre durante a noite. Neste mesmo trabalho, foi realizado uma análise da variabilidade diurna da convecção no sudoeste da Amazônica, sugerindo que os seguintes mecanismos controlam a convecção diurna: pela manhã, a cobertura de nuvens diminui, o fluxo solar alcança a superfície aquecendo a mesma e aumentando a temperatura potencial equivalente. No início da tarde a convecção se desenvolve rapidamente, a fração de nuvens convectivas aumenta, o início e máximo de precipitação são observados. Após o desenvolvimento da convecção o perfil da atmosfera é modificado alcançando um estado quase saturado, o fluxo de vapor d'água diminui na camada limite, a qual se torna muito estável, inibindo fluxos de superfície e, consequentemente, a convecção é suprimida.

Analisando o comportamento e características da variabilidade diurna na região e considerando como escalas superiores a influenciam, abre-se margem para estudar igualmente a variabilidade intradiurna, que é a variação que ocorre dentro de um dia, ou seja, em escala temporal de horas. Essa variabilidade na Amazônia ainda é pouquíssima explorada na literatura. Um trabalho muito recente de Machado et al. (2021), analisa as ondas de gravidade e seu impacto na variabilidade convectiva na Amazônia na escala de tempo de 1 a 5h, observados através de séries temporais em ondeleta. Os autores consideram que essas flutuações são associadas as ondas de gravidade forçadas por sistemas em mesoescala.

2.5 Ondas de gravidade

As ondas de gravidade são de fundamental importância para a dinâmica de mesoescala da atmosfera terrestre. A teoria linear da onda gravitacional fornece uma importante estrutura conceitual para os meteorologistas na interpretação de observações e resultados de previsões e simulações meteorológicas numéricas. (RAY, 2015) caracteriza as ondas gravitacionais descrevendo como elas transportam quantidades significativas de energia e momento. Elas provocam tempestades convectivas e geram turbulência em céu limpo. Ainda neste trabalho, os autores observaram que as ondas de gravidade modificam várias variáveis atmosféricas, como a velocidade do vento, temperatura, densidade, pressão de umidade, composição química, concentração de

partículas e fluxo de ar. Em consequência eles observaram que cada sensor, seja in situ, no solo, acoplado em satélite ou remoto, revelam os movimentos das ondas nos registros.

Em Ray (2015), é dito que as ondas gravitacionais não são eventos isolados cuja ocorrência se limita aos casos em que as condições atmosféricas favorecem a modulação observável das nuvens pelas ondas; eles são virtualmente onipresentes. O autor destaca que com o reconhecimento do caráter penetrante das ondas gravitacionais, surgiu o reconhecimento de sua importância dinâmica. O principal papel dinâmico das ondas gravitacionais na atmosfera inclui primeiramente a transferência de energia espectral, em segundo o transporte vertical e horizontal de momento e energia de uma região da atmosfera para outra, terceiro geração de turbulência em céu limpo que afeta aeronaves, e por último, o desencadeamento de instabilidades que levam ao desenvolvimento de condições meteorológicas severas.

A convecção profunda produz ondas gravitacionais que controlam a variabilidade de nuvens convectivas (LANE; ZHANG, 2011). As ondas de gravidade verticais produzidas por tempestades convectivas têm um efeito importante na variabilidade das nuvens e fortes correntes ascendentes induzem flutuações na tropopausa que são espalhados por toda a troposfera, e o calor latente liberado devido à convecção e interações com o fluxo médio também produzem ondas de gravidade (GRIMSDELL et al., 2010).

Nos trópicos, as ondas gravitacionais parecem fornecer a maior contribuição para forçar a Oscilação Quase Bienal (Quasi-Bienal Oscilation, QBO), como Madden Julian e a Oscilação Semestral (Semestral Oscilation, SO). Existem muitas fontes diferentes de ondas de gravidade atmosféricas, sendo as mais conhecidas: topografia, convecção, frentes, regiões de desequilíbrio dentro da corrente de jato e cisalhamento (GRIMSDELL et al., 2010). Compreender essas fontes e seus mecanismos de geração é crucial para modelar com sucesso a circulação geral da atmosfera média. A Figura 2.3 mostra dois tipos de fontes geradoras de ondas de gravidade, a convecção e a topografia, respectivamente. A origem das ondas influencia o comportamento do campo de ondas produzido, por exemplo, a ondas produzidas em região de origem topográficas não se movem, então as ondas de montanha têm velocidades de fase próximas a zero. Em contraste, para ondas geradas por convecção, a fonte pode variar no tempo e no espaço, gerando ondas com uma gama mais ampla de velocidades de fase, frequências e escalas verticais e horizontais (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

A convecção como fonte de ondas gravitacionais é uma fonte particularmente im-

portante nos trópicos. A região de influência das nuvens convectivas pode ser muito maior do que a cobertura de nuvens real: enquanto a escala dinâmica dos cúmulos-nimbos é da ordem de 10 km, a escala da circulação conduzida por convecção pode ser de centenas de quilômetros (Wu e Moncrieff (1996) apud Grimsdell et al. (2010)).

Grimsdell et al. (2010) é dito que na média atmosfera, a resposta às ondas gravitacionais é complexa, incluindo propagação vertical e horizontal, dissipação e interações não lineares. As ondas gravitacionais transportam o fluxo vertical de momento horizontal através da atmosfera e se dissipam em níveis mais elevados. Desta forma, as ondas geradas na troposfera podem exercer uma aceleração ou desaceleração significativa no fluxo, e podem influenciar profundamente os fluxos de momentum, energia e constituintes em uma base global.

Lane e Zhang (2011) observaram que as ondas de gravidade também desempenharam um papel na iniciação e longevidade dos sistemas de nuvem de mesoescala. Os autores observaram forte variabilidade dos campos de nuvens com um ciclo de vida de 2 h e espaçamento horizontal de aproximadamente 100 km. A análise das nuvens e da velocidade vertical troposférica, realizada por eles, mostrou que as nuvens individuais eram responsáveis por gerar as ondas com comprimentos de onda horizontais da ordem de 100 km.

Figura 2.3 - A esquerda: Representação das Ondas de gravidade geradas por convecção penetrativa na presença de vento de fundo. (Baseado em Hooke, 1986). A direita: Diagrama esquemático de ondas de montanha para um fluxo com $\psi = 0$. a e b são as meias-larguras da montanha ao longo de x e y (para uma montanha assimétrica b = a) e h0 é a altura da montanha. Marcados na figura são as linhas de fluxo (linhas pretas grossas), o topo da camada limite (linha azul tracejada) e rotores (setas verdes curvas).

Fonte: Adaptado de Ray e Peter (2015) e Teixeira (2014).

3 DADOS E METODOLOGIA

Nesse capítulo serão apresentadas a região de estudo, as fontes de dados,os instrumentos utilizados, bem como a metodologia aplicada para obtenção e análise dos resultados.

3.1 Localização

O Sítio experimental do ATTO (Latitude: -2.145869, Longitude: -59.005589) está localizado a aproximadamente 247 km (ou 150 km em linha reta) a nordeste de Manaus na Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã, no município de São Sebastião do Uatumã, situada na Amazônia central (Figura 3.1). O observatório é composto de três torres, duas de 80 m de altura e uma de 325 m de altura (torre ATTO, a maior torre de pesquisa do globo localizada em uma região tropical) . O clima é tropical-úmido, e obedece o regime de precipitação estabelecido pra essa região (ver o tópico 2.1 sobre o clima da Amazônia). Esta é uma região que possui pouca interferência urbana sendo ideal para se estudar o ecossistema amazônico bem como os impactos que as mudanças climáticas podem acarretar nesse ecossistema.

Figura 3.1 - Localização da estação ATTO na região Amazônica. O mapa principal mostra o acesso ao local por meio de conexões rodoviárias e fluviais.

Fonte: Andrea et al. (2015).

3.2 Ferramentas e dados utilizados

Neste trabalho serão utilizados dados provenientes do Satélite Ambiental Operacional Geoestacionário (GOES-16 - sigla em inglês) e do Radar Meteorológico de Manaus. A seguir serão descritas essas ferramentas bem como os produtos utilizados.

3.2.1 GOES-16

O Satélite Geoestacionário GOES-16 está em operação desde 2017 posicionado em 36780 km de altitude com ponto sub satélite no equador em 75W. Existem dois principais sensores para fins meteorológicos neste satélite, o *Advance Baseline Imager* (ABI) e o *Goes Lighting Mapping* (GLM).

O ABI tem 16 canais, com resolução espacial entre 500m (visível) e 2 km Infra Vermelho - (IR, sigla em inglês) e tem a capacidade de "varrer"o globo terrestre em até 5 minutos; no entanto, para o modo de rotina da NOAA foi adotado 15

minutos e, posteriormente, desde abril de 2019 a resolução temporal da imagem mudou para 10 minutos. O canal 13 (ABI Ch 13) é o canal IR de 10,3 μm, é menos sensível a umidade atmosférica comparado aos demais canais de IR. Dessa forma, as temperaturas de brilho nesta faixa do espectro eletromagnético, que se encontram na janela atmosférica, são próximas da temperatura do alvo, dado que uma menor quantidade de radiação é absorvida pelo vapor d'água. O ABI ch. 13 é conhecido como o canal de janela em razão da absorção da radiação atmosfera ser muito baixa, portanto, descreve principalmente a superfície ou cobertura de nuvens.

O sensor GLM teve seus dados, confiáveis, disponíveis somente em 2018. O GLM é o primeiro sensor geoestacionário que mede Descargas Elétricas (ED - sigla em inglês), através de um sensor *Charge Coupled Device* (CCD) em 0,74 μm, com resolução temporal muito alta, para que possa ser possível a comparação do pico de energia em tempos diferentes para definir se é ou não uma ED. A resolução espacial é de 8x8 km^2 e não há resolução de tempo específica, pois a informação refere-se a latitude/longitude e registrado o tempo de cada evento detectado, bem como sua duração e a energia associada. O GLM pode oferecer dados como a densidade de EDs e número de eventos/flash/grupo a cada cinco minutos. O GLM possui seu próprio procedimento de processamento que classifica o evento como cada ponto de iluminação, o grupo é uma região no espaço e o flash é o grupo no espaço e no tempo. "Grupo"representa os eventos detectados em pixels de sensores adjacentes para o mesmo período de integração de um evento. Um flash representa uma série de medições restritas por limites de extensão temporal e espacial que estão associados a um ou mais grupos.

O conjunto de dados desses sensores pertencem ao GOES-16 e foram baixados do banco de dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos- Divisão de Satélites de Sistemas Ambienatis (CPTEC-DSA). Os dados empregados neste trabalho são do canal 13 do sensor ABI e GLM em uma projeção cartesiana, espaçados por 2x2 km^2 e 8x8 km^2, respectivamente. A fim de descrever a evolução temporal das nuvens nas imediações do ATTO e as propriedades dos relâmpagos, será selecionado o conjunto de dados do ABI Ch 13 e a densidade de iluminação GLM para os pixels centrados no ATTO. A área centralizada no ATTO foi a janela de 3^2 pixels. Como os pixels (dados de projeção cartesiana ABI) têm resolução de 2x2 km^2, essa área corresponde aproximadamente à escala linear de 6x6 km^2. A seguir será explicado como foi feita a utilização desses dados:

- Utilização dos Dados do sensor ABI:

Os dados ABI Ch 13 fornecidos em resolução de 10 minutos no período de tempo compreendido de novembro de 2017 a setembro de 2020. Possui as seguintes informações: Primeiro, dados de temperatura de brilho em IR (Tir) e posteriormente as médias e desvios de Tir para a área em pixels descrita anteriormente. Esse parâmetro corresponde à temperatura de brilho média e o desvio padrão para a área.

Por ser um canal de janela atmosférica, as medidas de céu claro são descritas por um Tir maiores que 284 K. Este é o valor simulado de céu claro para uma atmosfera média no Amazonas (MACHADO et al., 2002). Logo para condições de céu claro, utiliza-se a temperatura de brilho ABI Ch 13 maior que 284K. Portanto, aproximadamente, Tir $>$ 284K pode ser considerado como condição de céu quase claro ou com pouquíssimas presença de Cumulus (Cu) pequenos. Nas condições de convecção profunda, as nuvens têm comportamento parecido ao de um corpo negro e a Tir corresponde à temperatura do topo da nuvem, então Tir menores que 210K são nuvens com o topo da nuvem próximo à tropopausa. Tir $<$ 245K corresponde aproximadamente as bigornas de nuvens convectivas e Tir $<$ 235K a emissão do topo da nuvem mais profundas.

O desvio padrão (no espaço) corresponde à variabilidade espacial da cobertura de nuvens dentro da área. Altos valores de desvio padrão de temperatura de brilho correspondem à alta variabilidade espacial da Tir na área selecionada; esta informação combinada com a Tir média fornece uma estimativa sobre a variabilidade espacial da cobertura de nuvem. Para se ter uma análise da variabilidade em diferentes escalas espaciais tamanhos de áreas adicionais foram calculadas. Dessa forma foram calculados os desvios padrões da Tir para as áreas de 3^2, 5^2, 7^2, 9^2, 11^2, 13^2 e 15^2 pixels centrados no ATTO.

Ainda com relação a este canal, calculou-se a Frequência de Ocorrência da Cobertura de Nuvens (FOCN) dos limiares de temperatura de brilho selecionados do ABI Ch 13. As FOCNs correspondem à porcentagem de pixel com a condição definida na área específica selecionada. Por exemplo, se as frequências de Tir $>$ 284K for zero, tem-se uma condição de céu encoberto ou que significa que haverá cobertura total de nuvens (frequência de 100%) para a área analisada. Dessa forma, a FOCN dá uma ideia sobre a porcentagem de área coberta por um tipo específico de nuvem. Para este cálculo foram utilizadas a resolução temporal de 10 min e os limiares que representam os tipos de nuvens analisados que serão as FOCN de Tir $<$

284K, Tir $<$ 245K, Tir $<$ 210K para as áreas de 6x6 Km^2 (3^2 pixels) centrados no ATTO.

- Utilização dos dados do sensor GLM:

  O conjunto de dados do GLM utilizado foi a densidade de EDs a cada 10 minutos, para o período de 21 setembro de 2018 a 30 de setembro de 2020. Ele foi calculado centrado no ATTO para o pixel e área de mesmo tamanho empregada pelo ABI Ch 13 3^2 pixels cerca de 6 x 6 km^2, respectivamente. Calcula-se nessa área a quantidade de descargas elétricas ocorridas no intervalo de 10 minutos.

3.2.2 Radar - SIPAM

Para a realização da presente pesquisa, foram utilizados dados provenientes do Radar Meteorológico (RM) de Manaus (Figura 3.2), que faz parte da rede de radares meteorológicos do Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia (CENSIPAM/ SIPAM) e está localizado no Aeroporto de Ponta Pelada (315'S e 5998'W – altura da antena = 102,4 metros). Este radar é do tipo Doppler banda-S e apresenta um comprimento de onda de 10 cm (frequência entre 2,7 e 3,0 GHz), diâmetro de antena de 4,2 metros, o que possibilita um feixe de abertura de aproximadamente 1,8. O mesmo opera em duas estratégias de varredura, sendo que a primeira com alcance de 240 km e para fins meteorológicos, já a segunda com alcance de 400 km para fins operacionais da Força Aérea Brasileira (FAB).

Figura 3.2 - Localização do RM de Manaus (bola vermelha) e da estação do ATTO (triangulo laranja) compreendida na área do radar no raio de 200 km.

Fonte: Produção do autor.

A composição das duas estratégias fornece informações a cada 12 minutos, ou seja, 5 dados por hora. A estratégia de varredura de volume possui 17 elevações (0,9, 1,5, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10,5, 12, 13,5, 15, 16,5, 18 e 19 graus). A varredura de volume produz uma descrição 3D da atmosfera. Diferente dos dados de satélite, que descrevem o comportamento das nuvens, o radar Banda S fornece informações sobre o tamanho/concentração das gotas de chuva. A refletividade é determinada pela soma da sexta potência de todos os diâmetros de gota (geralmente medidos em milímetros) no volume da amostra e a potência recebida de um alvo de precipitação é então altamente dependente do tamanho da gota. O satélite é mostrado em um campo 2-D enquanto o radar fornece dados em 3-D. As coordenadas esféricas dos dados do radar são transformadas em uma matriz cartesiana 3D (500x500 km^2) com resolução espacial de 1 km e resolução temporal de 12 minutos.

Na Figura 3.2 tem-se a localização da estação ATTO (S 2° 08' 45.13"W 59° 00' 20.12") em triângulo, que se encontra aproximadamente 150 km de distância em linha reta do RM de Manaus. Para comparativos de precipitação, não é aconselhável distância igual ou inferior a 10 km de distância do radar, onde há a presença do

cone cego do radar e contaminações podem ocorrer devido à perda de sinal ou retro espalhamento do solo, intensificados quando a refletividade é convertida para taxa de precipitação. Distâncias superiores a 150 km também não são aconselháveis para uso, pois os feixes do radar já se encontram muito acima do nível das nuvens. Assim, a distância da estação ATTO para a cidade de Manaus encontra-se o limite aceitável do RM de Manaus, pois embora esteja a 150 km do radar, foram utilizadas as informações do CAPPI em 3 km, visto que parte do feixe da 1º elevação ilumina a região do ATTO. Para as demais análises, não há restrições, visto que os cálculos utilizam alturas iguais ou superiores a 3 km de altura.

O período de dados procedentes do RM de Manaus, centrados na região do ATTO, é de aproximadamente 6 anos (de Janeiro de 2014 até setembro de 2020). Existem diversos produtos para a visualização dos dados de saída do Radar, mas no presente trabalho serão utilizados os seguintes produtos: CAPPI em 3 km, ETH de 20 dBZ e VIL, como seguem abaixo.

CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*). Este produto fornece uma projeção, como próprio nome já indica, em um plano horizontal constante pré definido e que pode fornecer dados de refletividade, taxa de precipitação, velocidade radial média ou largura espectral, obtidas através de varredura volumétrica. No presente trabalho, o plano pré definido será o campo de refletividade com dBZ em 3 km de altura.

Existe uma relação entre refletividade e precipitação, a parametrização de Marshall Palmer (utilizada no RM do SIPAM), que considera uma distribuição exponencial de tamanho de gota e define a taxa de chuva (R) como: $Z = 200.R^{1.6}$, Z é a refletividade em ($mm^6.m^{-3}$) e R é $mm.h^{-1}$. O CAPPI em 3 km normalmente pode associar à taxa de chuva se a evaporação da chuva, abaixo de 3 km, for negligenciada. A altura de 3 km é empregada para estar livre de ruídos e dos efeitos da curvatura da terra no raio de 250 km.

ETH (*Echo Top Height*) fornece informações dos topos de nuvens. Aqui, será utilizado o ETH de 20 dBZ. Os topos do eco dessa altura representa aproximadamente o topo da nuvem das gotas de chuva (cerca de 1 mm/h).

VIL (*Vertically Integrated Liquid* (kg/m^2).VIL é a integração da altura da refletividade. Este produto converte os dados de refletividade em um valor que seria o equivalente ao de conteúdo de água líquida, com base em estudos

de distribuição de tamanho de gota e estudos empíricos de fator de refletividade e conteúdo de água líquida. A equação geral para o cálculo do VIL é:

VIL = 3.44 x 10-6 [(Zi + Zi+1)/2]4/7dz

Estas informações são extraídas para a localização do ATTO, em séries temporais a cada 12 minutos.

3.2.3 FortraCC

Na realização deste trabalho, também foi usada a ferramenta "Forecast and Tracking the Evolution of Active Cloud Clusters"(FortraCC), proposta por Vila et al. (2008). Segundo (EICHHOLZ, 2017) este algoritmo permite o rastreamento do Sistema Convectivo (SC), através do uso da base de dados de imagens de satélite do canal infravermelho e da TB do topo de nuvens.

O algoritmo possibilita estimar o tempo de vida do SC através da expansão inicial da sua área. Entre suas principais funções o FortraCC possui: uma método de detecção de aglomerados de nuvens, chamados de "*cloud clusters*", fundamentados nos limiares das TB do topo das nuvens e de tamanho; um modelo estatístico para identificar parâmetros morfológicos e radiativos de cada SC; uma técnica de rastreamento baseada na área de sobreposição entre imagens contínuas capazes de construir a trajetória do sistema para todo o seu ciclo de vida; e um padrão de previsão, baseado na evolução dos SC em comparação a um tempo anterior (EICHHOLZ, 2017).

Ou seja, o FortraCC é capaz de acompanhar os SC desde a sua formação até a sua dissipação, considerando toda sua trajetória e portanto obtendo sua evolução temporal das características tanto físicas como morfológicas do SC. No presente trabalho, esta ferramenta será usada em uma série de dados de tamanho de sistemas convectivos.

Os limiares utilizados para esse fim são os topos com Tir menor que 215K e 245K. Para cada um destes limiares, foi calculado a cada 10 minutos, o tamanho médio da nuvem centrado no ATTO e na área em torno do ATTO conforme utilizada para a frequência. Este dado permite estimar para uma dada cobertura qual o tamanho da magnitude do tamanho das nuvens que estavam localizada sobre o ATTO.

3.3 Ferramentas e metodologia

Para que esse trabalho alcance seu objetivos propostos, serão necessários o uso de algumas estratégias e ferramentas estatísticas que são descritas a seguir:

3.3.1 Caracterização climatológica da Amazônia Central

- Climatologia sazonal das características da convecção:

  Para analisar a climatologia sazonal da convecção foi calculado os diagramas *whiskers* para as seguintes varáveis: precipitação (CAPPI), VIL, ETH, FOCN de convecção profunda, convectivas e cobertura total de nuvens, Tir, ED e Tamanho das Organizações de Nuvens (TON). Os dados oriundos do RM de Manaus (CAPPI, VIL e ETH) cobrem o período de janeiro de 2014 a setembro de 2020; as variaveis FOCN, Tir e TON,cobrem o período de dados de novembro de 2017 a setembro de 2020 e a variável ED cobre o período de dados de setembro de 2018 a setembro de 2020. As variáveis possuem períodos diferentes, pois foram utilizados todo período de dados disponível até o momento em que foi realizado a coleta dos dados (setembro de 2020), com início desde os primeiros dados disponibilizados por cada instrumento.

  Através desses diagramas, obtiveram-se informações estatísticas como valores médios, intervalo de variação, *outliers*, desvio padrão e mediana. Esses cálculos foram realizados para cada variável e mês com objetivo de descrever a variabilidade sazonal, caracterizar a climatologia destas variáveis e definir padrões sazonais de variação. Esses padrões foram explorados nas analises seguintes, para dividir os períodos em função das características das variáveis nos períodos onde foram encontradas as variações mais significativas. Sabemos de antemão que os raios e chuva apresentem diferentes ciclos sazonais, por exemplo, a atividade elétrica é máxima na pré estação chuvosa, enquanto a precipitação nos meses de março-abril(MACHADO et al., 2021).

- O Ciclo diurno das características da convecção para os períodos que foram escolhidos:

  Foi utilizado análise estatística similar a utilizada na avaliação climatológica sazonal e também métodos estatísticos como média aritmética ($\bar{x}$), e desvio padrão (σ) descritas abaixo:

$$\bar{x} = \sum \frac{x_i}{n} \tag{3.1}$$

Na Equação 3.1 acima, x_i representa o os valores das variáveis utilizadas e n a quantidade de valores.

$$\sigma = \sqrt{\sum \frac{(x_i - \bar{x})^2}{n}} \tag{3.2}$$

Em que x_i um valor de uma variável em específico e $\bar{x}$ a média dos valores e n o número total dos valores utilizados.

Dessa forma, o ciclo diurno destas variáveis será calculado para cada um dos períodos que foram selecionados de forma a caracterizar a variabilidade diurna, sazonalmente e para cada uma destas variáveis. O intuito nesta etapa é caracterizar o ciclo diurno das diferentes variáveis, definindo o horário de máximo e mínimo para cada período. Será possível verificar, por exemplo, como é a variação da ED durante o dia no seu período de máxima e mínima atividade e assim sucessivamente para as demais variáveis. Esta análise também permitirá verificar se há diferenças na fase do ciclo diurno em função da sazonalidade.

- A análise da variabilidade da cobertura de nuvens em diferentes escalas espaciais:

  A cobertura de nuvem foi calculada para diferentes áreas (3x3, 5x5, 7x7, 9x9, 11x11 e 15x5 pixels). A variabilidade desta cobertura é reduzida a medida que a área aumenta indicando escalas nas quais os processos associados a variabilidade da cobertura de nuvens ocorre. Nesta seção o objetivo é de quantificar essa variabilidade para a cobertura total, principalmente impactada pela cobertura de nuvens baixas que ocorrem em pequena escala e a cobertura de nuvens de convecção profunda que ocorre normalmente em mesoescala. Para cada área foi calculado o desvio padrão e tipo de cobertura de nuvens para verificar em qual escala espacial há a maior variabilidade e o decaimento da variabilidade da cobertura de nuvem.

3.3.2 Função Ondeleta de Morlet

Para suprir algumas limitações da Análise de Fourier (AF) tradicional para a investigação de eventos não-estacionários ou para eventos que sofrem variações bruscas no sinal tem-se sugerido o uso da Transformada em Ondeletas (TO), que parece oferecer

uma alternativa vantajosa à AF nestas situações (SÁ et al., 1998). Ela decompõe a informação contida na série temporal, tanto em tempo quanto em escala (frequência). Assim, pode ser entendida como uma espécie de Transformada de Fourier evolutiva.

A TO revela, no tempo e no espaço, que parte do sinal analisado transporta energia significativa e em quais frequências (escalas) isso acontece (BARBOSA et al., 2006). Na TO a janela varia não somente por translação mas também por dilatação ou contração, limitação essa, encontrada por (GABOR, 1946) quando propôs um método com estratégia de análise do sinal em tempo-escala, pelo qual, na repartição da informação no tempo e na frequência, há um compromisso arbitrado pelo princípio da incerteza de Heisenberg (q.e quanto melhor a localização temporal, pior será a mesma em frequência e vice-versa) com o fim de sanar essa limitação encontrada na AF, antes do uso das funções em ondeleta.

A TO, como dito anteriormente envolve uma operação "linear" que pode ser utilizada na análise de sinais não-estacionários para extrair informações das variações em frequência dos mesmos e para detectar estruturas localizadas no tempo ou espaço. Para que uma função seja denominada de função ondeleta base (FO), representada por ψ_0, ela deve satisfazer a duas diferentes propriedades descritas a seguir.

a) A integral dessa função deve ser igual zero, isto é:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t)\, dt = 0 \tag{3.3}$$

A Equação (3.3) assegura que a FO assuma uma forma do tipo onda. Essa condição é conhecida como condição de "admissibilidade". Isto garante a "Transformada Inversa da FO".

b) A FO deve possuir energia unitária, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \mid \psi_0(t) \mid^2 = 1 \tag{3.4}$$

A Equação (3.4) possibilita que a FO possua um decaimento rápido de amplitude, o que garante que a ondeleta-mãe possua uma localização espacial.

As propriedades descritas acima são equivalentes a dizer que ψ_0(t) é quadraticamente integrável. As propriedades acima, também sugerem que

ψ_0(t) tende a oscilar acima e abaixo do eixo t e que tem sua energia localizada em uma certa região, por ser ela finita.

Na análise clássica de Fourier, extrai-se apenas informações no domínio da frequência da função analisada ou de séries temporais obtidas na natureza, enquanto na análise com ondeletas pode-se extrair também informações da função no domínio do tempo, o que é extremamente vantajoso na análise de sinais (BARBOSA; BLITZKOW, 2008).

A localização temporal da FO ocorre devido à mesma ser definida em um intervalo finito. A localização em frequência da ondeleta-mãe se deve ao fato da Transformada de Fourier (TF) da FO poder ser interpretada como um filtro passa-banda, ou seja, a TF da ondeleta base em uma determinada escala j determina a energia para aquele período e consequentemente sua referida frequência, ou seja, a energia de uma determinada ondeleta filha.

A escolha de uma função ondeleta deve ser tomada levando em consideração a representatividade da mesma às características do sinal da série temporal que será analisada. Em casos onde o interesse esteja no estudo de mudanças de amplitude e fase, uma ondeleta complexa deve ser uma ótima escolha, como é o caso da FO de Morlet, que é definida como uma onda senoidal envelopada por um gaussiano. Existem várias vantagens das FO de Morlet para análise de frequência de tempo e na ajuda para capturar o sinal oscilatório dos dados.

A TO de uma série temporal (f(t), t=1,..., N) com períodos de tempo constantes dt é definida como a convolução de f(t) com o complexo conjugado da ondeleta-mãe escalada e normalizada, conforme Equação (3.5).

$$W_{jk}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=1}^{N} f(t)\psi_0^* \left(\frac{t-k}{j}\right) dt \tag{3.5}$$

O valor $W_{j,k}$(t) representa a similaridade entre a FO e a função ou série analisada f(t), ou seja, quanto maior o valor de $W_{j,k}$(t), maior será a similaridade entre a função analisada com a função ondeleta-mãe, a qual modula o sinal analisado.

A ideia central da TO consiste em decompor o sinal analisado em diferentes níveis de frequências (resolução); tal processo é conhecido como "Multirresolução". Esta forma de representação do sinal fornece uma estrutura hierárquica simples para a interpretação física das informações fornecidas pelo sinal analisado. Em diferentes resoluções, os detalhes de um sinal mostram diferentes estruturas físicas do mesmo

(BARBOSA; BLITZKOW, 2008).

O resultado de todo o trabalho de Morlet e de Grossman originou a primeira função ondeleta base, que posteriormente foi chamada de função ondeleta-mãe de Morlet. Neste trabalho, optou-se pela utilização da FO de Morlet definida da seguinte forma:

$$\psi_0(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \tag{3.6}$$

onde $\omega 0$ é uma frequência adimensional (isto é, o valor que determina a forma do sinal modulador da FO) e t é cada valor da série temporal.

Dessa forma, para este trabalho, após a caracterização do ciclo sazonal e diurno, será empregado o uso da TO de morlet para analisar a evolução temporal da energia nas escalas intradiurna e interdiurna para quantificar a contribuição de cada varabilidade para cada período e avaliar o comportamento da energia em cada uma delas.

Com base na TO foi construída uma série temporal dos dados contendo a variabilidade em três intervalos de tempo aplicando-se a Equação (3.5). A primeira série, Equação (3.7), W_{intra}(t), irá variar de 1 a 8h e será usada para identificar a variabilidade intradiurna; a segunda série, Equação (3.8), $W_{inter01}$(t) para identificar a variabilidade interdiurna "curta", compreendida de 2 a 5 dias e a terceira série, Equação (3.9), $W_{inter02}$(t) irá identificar a variabilidade interdiruna "longa"de 6 a 10 dias.

$$W_{intra}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=1h}^{8h} f(t)\psi_0^* \left(\frac{t-k}{j}\right) dt \tag{3.7}$$

$$W_{inter01}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=2dias}^{5dias} f(t)\psi_0^* \left(\frac{t-k}{j}\right) dt \tag{3.8}$$

$$W_{inter02}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=6dias}^{10dias} f(t)\psi_0^* \left(\frac{t-k}{j}\right) dt \tag{3.9}$$

A hipótese por trás desta análise e a escolha por duas séries de TO interdiurnas em períodos distintos de integração é a de que a convecção na Amazônia central seja modulada pela escala interdiurna e que ela seja fruto de dois fenômenos meteorológicos: As ondas de leste (que possuem atuação em torno de 4 dias) e as passagens

de frente (que possuem atuação de aproximadamente 7 dias) ambos de mesoescala.

Para a intradiurna, a hipótese é de que a variabilidade encontrada nessa escala seja fortemente modulada pelas ondas de gravidade geradas por esses sistemas referidos pertencentes a escala interdiurna. Assim, essas séries conterão uma medida da variabilidade, na escala determinada, em um passo de tempo similar a observação, isto é, 10 minutos. Dessa forma poderemos extrair os momentos na qual a variabilidade, intradiurna ou interdiurna "curta"e "longa"estão fortemente ativas.

3.3.3 Estudos compostos

Segundo (VIGH, 2017), o estudo composto (*composite*, em inglês) é uma técnica útil para determinar algumas das características estruturais básicas de um fenômeno meteorológico ou climatológico que são difíceis de observar em sua totalidade (como um furacão ou uma frente fria), ou fenômenos que ocorrem sobre tempo (por exemplo, o tempo/clima em uma determinada área geográfica). Com o uso correto dessa ferramenta pode-se "avaliar a história"sobre como esse fenômeno meteorológico é afetado pelos fatores usados na estratificação composta.

Por esta razão ela é uma técnica válida na determinação das características básicas de um fenômeno particular, onde nela, têm-se a coleta de uma significativa quantidade de casos padronizados de um determinado fenômeno, que no caso deste trabalho serão os momentos em que determina oscilação intradiurna ou interdiurna selecionadas, e sua composição como uma coleção de eventos e analisados estatisticamente (MACHADO et al., 2021). Nesta técnica é incluído o cálculo da média composta e da significância estatística, que neste caso serão aplicadas as variáveis analisadas neste trabalho.

Para realizar os estudos compostos foram feitas séries temporais, com a mesma resolução dos dados (10 minutos - os dados do radar foram passados para 10 minutos para ser compatível com a série de dados de satélite), contendo as energias em diferentes intervalos de tempo. Em específico iremos avaliar as variações intradiurnas nos intervalos de 1 a 8 horas e interdiurnos (de 2 a 5 dias e de 6 a 10 dias). Essas séries construídas por meio da FO de Morlet integrando a Equação 3.5 nesses diferentes intervalos de período apresentam picos em momentos onde há grande variabilidade em uma determinada frequência de oscilação .

Foram analisados os percentis de 55, 75 e 95% das séries temporais do intradiurno, interdiurno "curto"e "longo", que servirão para analisar o momento que está ocor-

rendo uma importante variabilidade na frequência determinada. Estes momentos de alta variabilidade serão compostos em médias da evolução dos diferentes parâmetros meteorológicos descritos acima, para analisar o comportamento dos momentos antes a momentos posteriores das oscilações.

Essas oscilações correspondem aos valores de máxima (a uma dada percentagem) variabilidade e servirão de indicadores (o momento) na qual há uma intensa variabilidade intradiurna ou interdiurna "curta"e "longa". A partir deles foram selecionados os momentos de ocorrência para a realização dos estudos compostos. Esse momento representará o valor de alta variabilidade intra ou interdiurna dependendo da série e do período que estará sendo analisada.

Identificado os momentos de intensa variabilidade na escala selecionada, são realizados os estudos compostos da evolução das diferentes variáveis (altura do topo, chuva, raios, tamanho das nuvens etc), em intervalos de tempo antes e depois do evento de máxima variabilidade. Através desta análise é possível identificar como se comportam as nuvens nos momentos em que há forte variabilidade em cada escala.

A Figura 3.3 mostra uma síntese do procedimento realizado. A esquerda tem-se o sinal do espectro da TO de Morlet, onde cada retângulo amarelo dentro desta figura representa um período que vai do interdiurno (primeiro e segundo retângulo, de baixo para cima) ao intradiurno (último retângulo). Para cada um desses períodos foram feitas as series temporais e analisados os valores de maiores amplitudes de energia acima dos quantiles estabelecidos (Figura superior a direita). Após extrair esses valores, foram analisados esses momentos para cada variável explorada neste estudo (como por exemplo: altura do topo, chuva, raios, tamanho das nuvens etc).

Por fim foram realizado os estudos compostos da evolução das diferentes variáveis (altura do topo, chuva, raios, tamanho das nuvens etc), em intervalos de tempo antes e depois do evento de máxima variabilidade (figura inferior a direita). Através desta análise pôde ser identificar como se comportam as nuvens nos momentos em que há forte variabilidade nos períodos do intra ao interdiurno.

Figura 3.3 - Esquema da análise com estudos compostos.

Fonte: Produção do autor.

As análises permitiram verificar como variam o topo das nuvens convectivas, as características diversas das nuvens, os tipos de nuvens e o tamanho das organizações quando ocorrem oscilações intradiurnas e interdiurnas.

4 RESULTADOS

A caracterização da convecção no espaço (mesoescala?) e no tempo (sazonal e diurno) e a atuação das flutuações que ocorrem nas escalas temporais interdiurna e intradiurna foram analisadas através das variáveis de precipitação, conteúdo de água líquida, altura do topo das nuvens, FOCN de convecção profunda, convectivas e cobertura total (Tir de 210 K, 245K e 284K), ED e TON. Nas sessões seguintes serão discutidos e mostrados os resultados obtidos para cada um dos procedimentos metodológicos descritos no capítulo anterior.

4.1 Climatologia sazonal das variáveis para a caracterização da convecção no ATTO

A seguir será apresentado os resultados da climatologia sazonal capaz de caracterizar a climatologia das variáveis analisadas neste trabalho e definir padrões sazonais de variação para diferentes períodos.

4.1.1 Ciclo sazonal do topo de nuvens

O ciclo sazonal da variabilidade do topo de nuvens pode ser visto através da Figura 4.1. Primeiramente, na Figura 4.1 (a) tem-se o diagrama de *wiskers* onde é possível verificar o comportamento sazonal da Tir, nota-se que o valor médio se encontra entre 260 a 280K ao longo de todo o ano, embora as maiores concentrações de valores de Tir sejam <= a 270K para a maioria dos meses, exceto para o trimestre julho, agosto e setembro. Na mesma figura é possível verificar os valores mínimos (haste vertical inferior) que se encontram os meses de março a maio e de setembro a novembro que possuem maior presença de nuvens convectivas. Os meses com a presença de Tir mais mais quentes/nuvens mais baixas a céu claro são os meses de junho,julho, agosto e setembro (Tir de aproximadamente 284 K).

A Figura 4.1 (b) mostra a média mensal da Tir (eixo y lado direito, em cor vermelho) juntamente com o desvio padrão (STD) da Tir (eixo y lado esquerdo, em cor azul). Esta figura evidencia que a maior variabilidade ocorre no período chuvoso extendendo-se ao período chuvoso-seco, março-abril-maio-junho, e seco-chuvoso nos meses de outubro-novembro-dezembro, onde nota-se mudanças significativas nos valores de Tir e em seu desvio padrão. A seguir será descrito o comportamento sazonal para cada um desses períodos.

Chuvoso (janeiro, fevereiro, março, abril): Leve aumento da presença de nuvens mais altas ao longo deste período, acompanhado de um leve aumento do STD. Isto indica

que o período chuvoso possui um aumento na variabilidade e um decréscimo da Tir.

Transição chuvoso-seco (maio, junho): Este período é caracterizado por uma redução na variabilidade de Tir e um considerável aumento de Tir. Esse aumento é devido a presença de menor cobertura de nuvens e topos de nuvens mais baixos.

Seco (julho, agosto, setembro): Período com a média da Tir com os maiores valores, indicando presença de nuvens baixas e céu claro. Percebe-se também que é neste período onde observa-se os menores valores de STD no ano.

Transição seco-chuvoso (outubro, novembro,dezembro): Neste período há uma fase de transição oposta ao observado no período de transição chuvoso-seco.Observa-se um crescimento no STD e um decrescimento nos valores de Tir, ou seja, há um crescimento na frequência de nuvens convectivas ou precipitantes nesse período, porém, ainda com a presença de eventos de céu claro/nuvens baixas.

Figura 4.1 - Ciclo Sazonal da CTN. (a) Variação sazonal da Tir através do diagrama whisker e (b) apresenta a Variação sazonal média da Tir com o STD.

Fonte: Produção do autor.

4.1.2 Ciclo sazonal da Frequência de Ocorrência de Nuvens

Foram analisadas as FOCN de topos <=210 K (convecção profunda), <=245 K (convectiva) e <284 K (cobertura total) para identificar a contribuição delas ao longo dos meses do ano.

Para a FOCN de convecção profunda observa-se na Figura 4.2 (a) que a presença dessas nuvens são baixas ao longo do ano, possuindo frequência máxima de apenas

2,5%, pois se trata de nuvens consideravelmente profundas com topo na tropopausa, normalmente chamadas de nuvens penetrativas. Verifica-se que as maiores FOCN ocorrem nos meses de abril e outubro e o mínimo em julho, período seco.

A FOCN convectiva (Figura 4.2 (b)) possui FOCN mínimo de aproximadamente 5,6 % em julho e máximo de aproximadamente 22,5 % em abril. As frequências máximas e mínimas se assemelham com a Figura 4.2 (a) em comportamento ao longo do ano, porém percebe-se que o segundo máximo de frequência que ocorre no período de transição seco-chuvoso (mês de outubro) é menos pronunciado e aumenta de forma mais gradativa de julho até dezembro onde atinge sua maior FOCN, diferenciando da Figura 4.2 (a) que possui seu máximo em outubro. Depois de atingir seu segundo máximo, volta a diminuir e posteriormente sobe gradativamente durante o período chuvoso e, por fim tem aumento da FOCN mais significativo em abril. Esse comportamento indica que para nuvens convectivas a evolução pode ser quase que descrita por uma senoide.

Na cobertura total de nuvens (Figura 4.2 (c)), observa-se que de modo geral ela tem seus máximos nos meses entre dezembro e abril. Possui FOCN mínima nos meses de julho a setembro e um forte crescimento da cobertura total nos meses de outubro e novembro.

Como o presente trabalho tem como intuito analisar ar variabilidades das nuvens convectivas em escalas de tempo menores que a anual, definimos três períodos que apresentam características distintas. O primeiro período selecionado se encontra centrado em abril,com alta FOCN profunda,convectiva e cobertura total. Para fins de análise foram selecionados um mês antes (março) até um mês depois (maio) esse período foi definido como $\boldsymbol{P1}$. O segundo período, centrado em julho, possui a menor FOCN profunda, convectiva e cobertura total. Esse período foi definido de junho a agosto (daqui pra frente chamado de $\boldsymbol{P2}$) e o terceiro período, centrado em outubro - período de setembro a novembro (daqui pra frente chamado de $\boldsymbol{P3}$) é caracterizado por FOCN máxima profunda e crescente cobertura de nuvens convectivas total.

Figura 4.2 - Ciclo Sazonal da FOCN, onde (a) a FOCN para nuvens com Tir de <=210 K, (b) a FOCN para nuvens com Tir de <= 245 K e (c) a FOCN total - nuvens com Tir <= 284 K.

Fonte: Produção do autor.

Observando a Figura 4.3 que apresenta a FOCN profunda para os anos de 2018 e 2019 separadamente (dados que possuem todos os meses do ano) observamos que os picos de máxima cobertura para P1 permanecem no mês de abril para ambos os anos. Para P2, a mínima cobertura para o ano de 2018 ocorre em junho enquanto para 2019 ocorre em julho. Em P3, a máxima cobertura acontece em novembro em 2018 e em outubro para o ano de 2019.

Apesar de serem apenas dois anos, esse resultado mostram que P3 em 2019 teve sua máxima FOCN adiantada em relação a 2018 e que sua frequência também foi superior ao ano anterior, o que certamente influenciou na média sazonal analisada anteriormente. Torna-se interessante verificar para os anos posteriores se esta defasagem também é verificada nos anos de El NINO.

Figura 4.3 - Ciclo Sazonal da FOCN, com FOCN para nuvens com Tir de <=210 K para os anos de 2018 (linha amarela) e 2019 (linha rosa).

Fonte: Produção do autor.

4.1.3 Ciclo sazonal da refletividade (precipitação)

Na Figura 4.4 tem-se os dados de estimativa de precipitação por radar em refletividade para o CAPPI de 3 km. Os dados foram calculados para a média em uma área

de 5x5 pixel. Deve ter em mente que esses dados não representam a precipitação total, mas a taxa de precipitação quando ocorrem chuvas. Em outras palavras, as médias foram realizadas para os casos de chuva, eliminando os momentos com refletividade igual a zero que corresponde aos momentos sem chuva. Logo, os valores representam a taxa de precipitação (refletividade) para quando há a ocorrência de chuva e neste caso os valores não são tão distintos.Observa-se as maiores refletividades em novembro, caracterizando as maiores intensidades de precipitação na estação de transição. Embora os valores de refletividade entre novembro e abril não são muito distintos. A estação seca apresenta uma média mais reduzida provavelmente devido a chuvas de menor desenvolvimento vertical como veremos a seguir.

Em relação aos períodos P1, P2 e P3, observa-se comportamento similar com a Figura 4.2 (a). Observa-se que os períodos que correspondem os maiores índices de precipitação (P1 e P3) correspondem aos períodos onde há maior cobertura de nuvens convectivas (Figura 4.2 (a) e (b)) e que P2 representa o período de menores taxas de precipitação, correspondendo ao período de atividade convectiva menos intensa.

Figura 4.4 - Ciclo sazonal da refletividade (precipitação) medido pelo radar para o CAPPI em 3 Km, dados em mm6/m3 para uma área equivalente a 5X5 pixels centrado no ATTO.

Fonte: Produção do autor.

4.1.4 Ciclo sazonal dos Tamanhos das Organizações de Nuvens

Na Figura 4.5 observa-se a ditribuição sazonal dos Tamanhos (raio efetivo) das Organizações de Nuvens (TON) convecção profunda (Tir de 215 K) para os *quantiles* de 85, 90, 95 e 99% (Figura 4.5 (a)) e convectiva (Tir de 245 K) (Figura 4.5 (b)) . Verifica-se que as maiores diferenças entre os meses ocorrem para o quantile de 99%, que representa 1% da amostra, que é onde se encontra as variações mais significativas, com picos de tamanho em torno de 100 km para o limiar de 215 K e acima de 200 km em 245 K.

Este resultado mostra que não é o tamanho médio dos sistemas que são diferentes ao longo do ano, e que a probabilidade de encontrar sistemas com grandes tamanhos nos meses de março e novembro (nuvens de convecção profunda - Figura 4.5 (a)) e nos meses de fevereiro e setembro (nuvens convectivas - Figura 4.5 (b)) são maiores.

Observa-se que os TONs de convecção profunda também caracterizam a distinção do ano nos três períodos analisados (P1, P2 e P3). Para o TON convectiva (Figura 4.4 (b)) observa-se que os maiores SC encontram-se no mês de fevereiro (período chuvoso) e chegam a ultrapassar os 200 km. O P3 que possui o segundo maior TON observado no mês de setembro em torno de 140 km. Os menores TONs se encontram no P2 em torno de 50 km. Os TONs convectivos são significativamente maiores do que os observados no TON de convecção profunda.

Figura 4.5 - Ciclo sazonal dos Tamanhos das Organizações de nuvens de convecção profunda (a) Tir de 215 K e convectivas (b) Tir de 245 K para uma área de 200 x 200 km2 centrada no ATTO.

Fonte: Produção do autor.

4.1.5 Ciclo sazonal do conteúdo de água líquida na nuvem (VIL)

Na Figura 4.6 tem-se a média do VIL ao longo do ano com intervalo de confiança de 99% em função dos meses. Percebe-se que nesta variável os maiores conteúdos de água liquida são vistos em P3 e mínimos no P2 nos meses de julho (P2), com aproximadamente 1,0 kg/m^2. Lembramos que conforme calculado para a refletividade, esses valores são mediados somente quando VIL>=0, logo só para os casos de nuvens com gotas de chuva. Assim, o resultado apresenta o VIL médio das nuvens de chuva e como observado as nuvens com maior conteúdo de água líquida são as nuvens formadas na transição no período P3.

Figura 4.6 - Ciclo sazonal do conteúdo de água liquida (VIL) presente na área correspondente a em 5x5 pixels centrada no ATTO.

Fonte: Produção do autor.

4.1.6 Ciclo sazonal da Altura do Topo das Nuvens

Na Figura 4.7 tem-se o ciclo sazonal do ETH de 20 km, calculado com valores acima de 4 km, para área equivalente a 5x5 pixels centrada no ATTO. A Figura 4.7 corrobora com as análises de CAPPI e VIL, sem grandes amplitudes entre os valores ao longo do ano, porém observa-se os três períodos bem caracterizados: P1 tem os ETH mais altos, em torno de 8,5 km seguidos de P3 com ETH próximo de 8,3 km.

Os valores mínimos são em agosto (P2) com aproximadamente 7,8 km.A altura dos topos das nuvens são ligeiramente superiores na época chuvosa que na transição.

Figura 4.7 - Ciclo sazonal da altura do topo de nuvens (ETH) de 20 dBZ presente na área correspondente a 5x5 pixels centrada no ATTO.

Fonte: Produção do autor.

4.1.7 Número de ocorrências de eventos de chuva

Na Figura 4.8 tem-se o número de ocorrência dos eventos de chuva para todos os meses. Para esta análise foi observado apenas os momentos onde houve a presença de dados estimadas pelas variáveis de chuva do RM. Observa-se que o maior número de casos encontram-se em P1, com o maior número de casos registrado em março (aproximadamente 4900 número de eventos) e para os demais períodos do ano o numero de casos é inferior ao 2500. É possível observar uma diferença entre os períodos P1 e P3 onde embora os dois períodos tenham as precipitações mais intensas, a quantidade de ocorrências de precipitação é significativamente maior no P1.

O período P1 possui os maiores números de ocorrência de chuvas do ano e o P3 é o período onde as chuvas são mais intensas, da ordem do P1, porém muito menos frequente. O período P2 possui os menores valores de VIL, refletividade e altura do topo e apresenta o menor número de ocorrência.

Figura 4.8 - Número de ocorrências de eventos de chuva ao longo do ano.

Fonte: Produção do autor.

4.1.8 Ciclo sazonal das descargas elétricas atmosféricas

A Figura 4.9 apresenta a variação sazonal de densidade das EDs atmosféricas. Na analise, foram considerados apenas os casos de descargas elétricas, ou seja, apenas os valores iguais ou acima de 1/10min/24x24km2, ou seja, a figura representa a variação sazonal dos eventos de densidade de ED contando somente quando há os eventos, conforme calculado para os dados do radar.

Observa-se que um pico de maior ocorrências de ED é em outubro (P3), no período P1, nota-se um pico secundário em abril, mas com densidades significativamente inferiores ao P3. O pico em outubro chega a alcançar valores de 1400 descargas a cada 10min em uma área de 24x24km2 bem superior ao mês de fevereiro com a menor ocorrência de descargas. Na Figura 4.9 (b) verifica-se o número de casos de eventos de ED, ou seja, o número de vezes em que foi registrado um evento para cada mês. Verifica-se que o maior número de casos ocorrem em P3. Para P1, P2 e P3 possui número de casos moderado com mínimo em fevereiro. O P3 além de ter em média maior densidade de ED, também possui o maior número de ocorrência.

Figura 4.9 - Ciclo sazonal da densidade de Descarga Elétrica atmosférica a cada 10 minutos para a área correspondente a 24 x 24 km2 centrada no ATTO.

Fonte: Produção do autor.

Em resumo, como visto na análise sazonal das variáveis, há três períodos com comportamentos bem característicos que se destacam, que são: Período P1, P2 e P3. Por meio de cada variável analisada para esses períodos é apresentado nos a seguir as principais características para cada um deles:

Em suma, P1 possui a maior presença de topos mais frios, alta FOCN para convecção profunda, convectiva e cobertura total com máximo em abril. Altos valores de precipitação, do ETH, VIL e moderada a fraca presença de ED. Sistemas de convecção

profunda (Tir de 215 K) apresentam os maiores tamanhos em março (raio efetivo de 100 km) e para os sistemas convectivos (Tir de 245 K) os maiores tamanhos são observados na verdade, no mês de fevereiro (um mês antes do intervalo de P1), com raio efetivo superior a 200 km.Por fim, em P1 é observado os maiores números de ocorrência de chuvas do ano com máximo no mês de março.

P2 apresenta baixa variabilidade de topos de nuvem e maior presença de topos mais quentes, baixas FOCN para convecção profunda, convectiva e cobertura total, com mínimo em julho para todas as FOCN, baixa precipitação (mínima em agosto), ETH e VIL. Sistemas de convecção profunda possuem as menores variações do ano com tamanhos em torno de 20 a 40 km de raio e para os sistemas convectivos tem-se em média 80 km de raio efetivo. P2 é o período onde se encontram as menores ocorrências de chuva ao longo do ano (mínima em agosto).

Por fim, P3 possui alta variabilidade de topos de nuvem e maior presença de topos de nuvens mais frios, altas FOCN de convecção profunda (máximo em outubro). Alta taxa de precipitação e ETH e o maior VIL, assim como a maior ocorrência de ED (com máxima em outubro) e maior número de ocorrência de ED (máxima em setembro) do ano. Sistemas de convecção profunda com tamanhos em torno de 60 a 80 km de raio efetivo e para convectivo entre 100 a 130 km de raio. P3, apesar de ser um período com alta quantidade de precipitação não possui grandes números de ocorrência. Sendo assim, um período onde as chuvas são intensas porém menos frequentes.

Para destacar os pontos principais encontrados neste subcapítulo de forma mais clara a tabela a seguir apresenta as principais carateristas para os três períodos descritos acima.

Tabela 4.1 - Características do Ciclo Sazonal para P1, P2 e P3.

Variável/Período:	P1 (Mar a Mai)	P2 (Jun a Ago)	P3 (Set a Nov)
Tir (Topo de nuvem)	Alta variabilidade e presença de topos de nuvens mais frios	Baixa variabilidade e presença de topos de nuvens mais quentes	Alta variabilidade e presença de topos de nuvens mais frios
FOCN de Tir de 210K (convecção profunda)	Altas FOCN com máximo em abril	Baixas FOCN com mínimo em julho	Máxima FOCN em outubro
FOCN de Tir de 245K (convectiva)	Altas FOCN com máximo em abril	Baixas FOCN com mínimo em julho	Moderado aumento de FOCN
FOCN de Tir de 284K (cobertura total)	Altas FOCN com máximo em abril	Baixas FOCN com mínimo em agosto	Moderado aumento de FOCN
CAPPI (chuva)	Aumento de precipitação com máximo em abril	Baixa precipitação com mínima em agosto	Aumento de precipitação com máximo em novembro
ETH de 20 dBZ	Maiores topos de nuvem	Baixos topos de nuvem	Moderado aumento dos topos de nuvem
VIL	Moderado aumento de VIL	Baixos valores de VIL	Maiores valores de VIL
ED	Moderados valores de ED	Moderados valores de ED	Maiores valores de ED
TONs de Tir de 215 K (convecção profunda)	maiores tamanhos entre 40 a 100 km, com máximo tamanho em março	Menores TON com mínimo em julho	Tamanhos entre 60 a 80 Km
TONs de Tir de 245 K (convectiva)	TON em torno de 100 km	Menores TSs	Maiores TON entre 100 a 130 km

4.2 Ciclo diurno da convecção para os períodos P1, P2 e P3

Para cada período selecionado no subcapítulo anterior (P1,P2 e P3), foi calculado o ciclo diurno para cada variável e dessa forma verificadas as horas de máximo e mínimo de atuação, de forma a caracterizar a variabilidade diurna. Esta análise

também permitiu verificar diferenças na fase do ciclo diurno em função de cada período.

4.2.1 Ciclo diurno da Frequência de Ocorrência de Cobertura de Nuvens Convectivas

A Figura 4.10 apresenta a FOCN de topos de Tir de 210 K (Figura 4.10 (a)), Tir de 245 K (Figura 4.10 (b)), e Tir de 284 K representando a cobertura total de nuvens (Figura 4.10 (c)) para os três períodos selecionados no tópico anterior que são: P1 (período de março a maio), P2 (período de junho a agosto) e P3 (período de setembro a outubro).

Na Figura 4.10 (a) para P1 observa-se que no período da manhã, entre aproximadamente 6 às 9 LST, apresenta aumento na FOCN convectiva (até 3% aproximadamente), comportamento esse característico somente deste período. O máximo de ocorrência é observado no período da tarde (entre 14 às 16 LST) de 5% para P1, 2% para P2 e 9% para P3. No período P2, observa-se que apenas durante o intervalo de tempo entre as 12 às 20 LST há frequência acima de 1%, com frequência máxima encontrada entre as 15-16 LST de 2%. P3 possui um aumento na FOCN convectiva no intervalo de tempo entre 11 às 19 LST, com frequência máxima de 9 % (CI máxima de aproximadamente 11%) às 16h. Entre às 6 e 7h não é observada a presença de FONC para Tir de 210 K para P3. No P1 é observado a maior atividade convectiva noturna quando comparado com os outros períodos.

Observando a Figura 4.10 (b) o comportamento diurno entre os períodos são similares, destaca-se as maiores frequências no período 00-01 LST para P1 com variação de 6-10%, seguido de P3 (5-7%) e P2 (>=5%). No período da tarde/noite (12-21 LST) FOCN apresentou um aumento em todos os períodos, com máximo de aproximadamente 22% para P1 e P3, com máximo ocorrendo em 16 LST e 15-19LST, respectivamente. Já P2 apresentou máximos de 15% às 17 LST.

Para a cobertura total, Figura 4.10 (c), P1 apresenta frequência mínima em torno de 45% entre 10/11 LST da manhã e maiores frequências observadas no inicio do dia (entre 0 às 7 LST) de aproximadamente 55%, e do inicio da tarde até a noite (entre 14 as 23 LST) de aproximadamente 60%.

Entre os três períodos analisados, o P1 é o que possui as maiores FOCN da cobertura total. No período P2, observa-se uma frequência mínima de aproximadamente 20% às 10 LST, com dois picos de máximos ocorrendo as 4 LST (40%) e às 19 LST (45%).

Para o período P3, observa-se que no intervalo de tempo entre 3 às 5 LST, diferente do observado nos períodos P1 e P2, apresenta decréscimo na FOCN (declínio de 5%). Às 10 LST é observada frequência mínima de aproximadamente 35% (CI mínimo de 30%). Entre 14 às 1 LST é apresentado um aumento de FOCN com máximo observado entre 17 às 19 LST de aproximadamente 52% (CI máximo por volta de 56%).

Em resumo a FOCN de convecção profunda, convectiva e total possuem máxima atuação em todos os períodos entre o intervalo de tempo de 12 a 19 LST (Tir de 210K) e até 22 LST (Tir de 245 K) e 23 LST (284 K), e mínima cobertura entre 6 às 12 LST (CI com mínimo as 10 LST). Para a FOCN pode-se então dizer que a maior cobertura de nuvens é observada às 16 LST e a menor às 10 LST.

Para P1 vemos que a mesma possui duas fases de convecção profunda bem definidas: a primeira entre 6 às 9 LST e a segunda entre 13 às 17 LST com máxima FOCN convectiva, e possui a maior cobertura total de nuvens. Em P2, foi possível observar que o mesmo possui apenas uma fase bem definida e de maior cobertura convectiva (210 e 245K) entre 12 às 19h (FOCN de convecção profunda) chegando até 22 % (para FOCN convectiva), possui a segunda maior cobertura total de nuvens. P3 apresenta a menor FOCN convectiva e total, uma fase bem definida de FOCN (Tir de 210 e 245 K) entre 12 às 19h/22h e cobertura total mínima às 10h.

Figura 4.10 - Ciclo diurno da frequência de ocorrência de nuvens convectivas para Tir de (a) 210 K, (b) 245 K e (c) cobertura total - 284 K.

Fonte: Produção do autor.

4.2.2 Ciclo diurno da temperatura de brilho

Na Figura 4.11, tem-se o ciclo diurno de Tir para os períodos P1, P2 e P3. Para P1, observa-se que este período possui as nuvens de topos mais altos (mais frios) em comparação aos demais períodos, com Tir mínima vista as 16 LST em torno de 255 K em média, o que coincide com o período de maior FOCN convectiva para esse mesmo período mais claramente definido na Tir de 245 K. Para o P2, observa-se que as Tir mais elevadas se encontram às 10 LST e mínimo às 19 LST, condizentes com os momentos de mínima e máxima FOCN total. P3 apresenta comportamento semelhante aos demais períodos, sendo o segundo apresentando Tir com temperaturas mais elevadas. Possui Tir mais quentes entre 1 às 4 LST e de 8 às 12 LST, com máximo aproximadamente entre 2 e 10 LST, com Tir de 281 K e Tir mais frios observada entre 15 às 18 LST de 268 K (CI mínima de aproximadamente 265 K). Dessa forma observa-se que P1 possui os topos mais frios e P2 os mais quentes ao longo do dia.

Figura 4.11 - Ciclo diurno da cobertura total de nuvens.

Fonte: Produção do autor.

4.2.3 Ciclo diurno dos Tamanhos das Organizações de Nuvens

Na Figura 4.12 tem-se o ciclo diurno dos Tamanhos das Organizações de Nuvens (TON) apresentados através dos quantis de 99% para os três períodos, onde a primeira (Figura 4.11 (a)) representa os TONs com Tir de 215 K (convectiva profunda) e a segunda (Figura 4.11 (b)) apresenta os TONs com Tir de 245 K (convectiva), com o intuito de verificar os tamanhos dos SC atuantes na região central amazônica.

A Figura 4.12 (a) para P1, os tamanhos dos SC encontram-se em torno de 40 km desde o final da tarde até o início do dia (aproximadamente 6 LST), com pequeno aumento (aumento também encontrado nos demais períodos) por volta das 5 LST. Entre 6 às 15 LST são encontrados SC com tamanhos acima de 60 km com máximo de aproximadamente 100 Km por volta das 10 LST da manhã. Entre 10 e 11 LST foram observados baixas FOCN de Tir de 210 K, o que com a Figura 4.12 (a) observa-se que apesar da baixa frequência, quando esses SC ocorrem, possuem tamanhos superiores a 100 km. Entre 14 às 18 LST observa-se um decaimento de tamanho dos SC de 215 K, intervalo de tempo esse que corresponde a um aumento da frequência desses SC e que apresentam tamanhos inferiores a 40 km. Interessante notar que é no intervalo da manhã que se encontram os maiores sistemas de convecção profunda na época chuvosa. Esse resultado mostra que são os sistemas noturnos do verão no HS, os mais intensos e extensos. No P2, observa-se que os tamanhos dos SC de Tir de 215 K não passam de 40 km, entre 16-17 LST. No P3 há dois intervalos de tempo com acréscimo nos tamanhos dos SC, o primeiro e observado entre 3 às 7 LST da manhã com tamanho acima de 40 km (tamanho máximo observado às 4LST de aproximadamente 78 km) e o segundo entre 14 às 18 LST com tamanhos acima de 60 km (tamanho máximo observado às 15LST com tamanho acima de 140 km).

Analisando os resultados obtidos na Figura 4.10 (a) e Figura 4.11 com os dados de FOCN e Tir respectivamente, verifica-se que entre 14 às 18 LST tem-se SC com maiores frequências, topos mais frios e com maiores tamanhos. Entre 3 às 7 LST os SC possuem baixa frequência, mas quando ocorrem, possuem tamanhos acima de 60 Km.

A Figura 4.12 (b) para o P1 apresenta tamanhos que variam com mínimos de 40 km (de 2 às 8 LST e de 19 à 20 LST) a máximos com tamanhos maiores do que 100 km (de 6 às 13 LST). Observa-se que para Tir de 245 K os SC são maiores do que os vistos na Figura 4.12 (a) de Tir de 215 K. Outro fato observado é que os tamanhos variam mais ao longo do dia do que os tamanhos de Tir de 215 K. Para P2, observa-se que os tamanhos ficam abaixo de 100 Km, chegando no máximo em torno

de 80 Km no intervalo de tempo entre as 16 à 18 LST. Para P3, assim como visto Figura 4.12 (a) com Tir de 215 K, também há dois picos de tamanhos: o primeiro observado entre 2 às 6 LST com tamanhos acima de 100 km, com máximo observado às 4 LST com tamanhos acima de 150 km, este acréscimo é somente observado para este período, sendo assim, uma característica própria para o P3 neste intervalo de tempo. O segundo pico também é bem característico deste período e se encontra entre 18 às 20 LST (máximo visto às 19 LST com tamanho acima de 200 km). Este é um intervalo de tempo relativamente pequeno (duração de 2 horas) que concentra os TONs convectivas de maiores tamanhos, comparado aos demais períodos.

Figura 4.12 - Ciclo diurno dos tamanhos das organizações de nuvens de convecção profunda com (a) Tir de 215 K e convectiva (b) Tir de 245 K.

Fonte: Produção do autor.

Será visto a seguir que os três períodos possuem comportamento semelhantes nas demais variáveis, diferenciando na maior parte do tempo em intensidade/amplitude e ligeiras diferenças entre certos intervalos de tempo. As maiores diferenças entre os períodos, encontram-se nos TONs (Tabela 2), observado para cada período.

Tabela 4.2 - Caracterização do Ciclo Diurno dos TONs para P1, P2 e P3.

Períodos	TON de convec. profunda	TON convectiva
P1 (Mar a Mai)	Maior TON entre 8 LST e 14 LST, com máximo às 10LST (por volta de 100 km), restante do dia com aproximadamente 40 km	Maior TON entre 6LST e 19LST (acima de 100 km) e entre 40 e 80 km no resto do dia
P2 (Jun a Ago)	Menores TONs, variando de 20 a aproximadamente 40 km ao longo do dia e pequeno aumento de tamanho entre as 3LST e as 11LST e das 14LST às 19LST	Menores TONs, entre 40 a 50 km na maior parte do dia, com pequeno aumento, acima de 50 km, entre 8LST às 11LST e 13LST às 19LST
P3 (Set a Nov)	Possui duas fases: a primeira entre 3LST e 7LST e a segunda entre 14LST e 17LST, onde esta última possui os maiores TONs. Para o resto do dia, os tamanhos variam entre 20 a 40 km	TONs de aproximadamente de 150 km entre as 2 LST e às 5h00 e entre as 18LST e às 20LST. Durante o resto do dia, o TON varia entre 20 a 130 km. Corresponde ao período com maior variabilidade de TON convectiva

4.2.4 Ciclo diurno da refletividade

A Figura 4.13 apresenta o ciclo diurno da refletividade em dBZ para os três períodos, lembrando que esses valores foram calculados apenas para os casos em que haviam nuvem com gotas de chuva. No P1 há pouca variabilidade na refletividade, variando de 26,5 a aproximadamente 30 dBZ das 6 às 8LST. No P2, varia de 21 a 23 dBZ a 01 LST a 29 dBz no período da tarde de 12 às 16 LST. No P3 o comportamento é similar ao P2, com precipitação variando de aproximadamente 25 dBz no final e início do dia (23 às 1 LST) e máxima entre 9 às 18 LST (aproximadamente 28 dBZ) com pico máximo às 13 LST acima de 30 dBZ.

Para todos os três períodos, os máximos de precipitação se encontram entre 9 às

18 LST (28 a 30 dBZ) com pouca variação entre os valores. As maiores diferenças entre eles encontram-se entre 0 a 9 LST, onde observa-se que para este intervalo de tempo P1 apresenta os maiores valores de precipitação e P2 os menores (em torno de 21 LST), caracterizando e distinguindo, em intensidade, a precipitação diurna para cada um dos períodos. A maior diferença entre os períodos ocorre a noite, as taxas de precipitação, que são uma função da refletividade, são menores no P2, aumentando no P3 e no P1.

Figura 4.13 - Ciclo diurno da refletividade.

Fonte: Produção do autor.

4.2.5 Ciclo diurno da Altura do Topo das Nuvens

Na Figura 4.14, tem-se o ciclo diurno da altura do topo das nuvens (ETH) para os três períodos. Observa-se um comportamento similar ao da refletividade. Para P1, o mesmo apresenta oscilação na altura variando de 7,5 km às 11 LST a 9 Km às 16 LST. è observado um leve crescimento das 6 às 8 LST, mesmo intervalo de tempo quando se observa o máximo de precipitação para este período. Esse acréscimo na altura é observado apenas para este período, pois P2 e P3 apresentam decréscimo neste intervalo de tempo. No P2, ETH varia entre 6 km às 23 LST e máximo entre

18 à 20 LST . Há um segundo aumento de 2 as 3 LST de 7,5 km. Para P3, tem-se comportamento quase constante ao longo do dia, com altura máxima observada às 16 LST com ETH de 9 km (CI máximo de aproximadamente 9,5 km). Entre 12 às 21 LST a altura nos três períodos são bem próximas, com pouca variação entre eles. Há leve diminuição na altura do topo entre 10 às 12 LST e maiores distinções entre os períodos entre 20 à 9/10 LST onde nesse intervalo de tempo, P1 possui os topos mais altos e P2 os mais baixos.Como observado na refletividade, as maiores diferenças entre os períodos são observados a noite

Figura 4.14 - Ciclo diurno da altura do topo das nuvens.

Fonte: Produção do autor.

4.2.6 Ciclo diurno do conteúdo de água líquida na nuvem

Na Figura 4.15, tem-se o ciclo diurno do Conteúdo de água Líquida na Nuvem para os três períodos. Observa-se no P1, uma oscilação entre 0,6 a 1,3 kg/m^2 entre 6 às 8 LST e das 14 às 1 7LST. No intervalo de tempo de 6 às 8h observa-se os maiores conteúdos de água liquida, e analisando as variáveis anteriormente descritas tem-se que para esse mesmo intervalo de tempo é observado o máximo de precipitação, maiores topos em aproximadamente 20 dBZ, aumento na FOCN de convecção profunda,

e tamanhos entre 40 a 70 km. O P2 possui comportamento similar ao P1, com variação mais elevada entre 11 às 20 LST, nesse intervalo sendo superior a P1, com valor máximo de aproximadamente 1,8 kg/m^2 (CI máximo de aproximadamente 2,4 kg/m^2). O P3, possui as maiores oscilações ao longo do dia em comparação com os demais períodos. Seu máximo encontra-se entre 11 a 17/18 LST com 2 kg/m^2 (CI máximo de aproximadamente 2,5 Kg/m^2), intervalo de tempo com acréscimo visto também nos demais períodos. Há três oscilações características desse período encontradas entre 3 às 6 LST, 8 às 10L ST e das 10 às 21h com VIL entre 1 a 1,5 Kg/m^2.

O maior valor de VIL encontra-se entre 11 às 20 LST para todos os períodos variando entre 1,3 a 2,0 kg/m^2 em média. Maiores distinções entre os períodos ocorre entre 20 às 10 LST, com P3 apresentando os maiores CI máximos e possuindo picos de baixa amplitude em intervalos de tempo distintos dos vistos em P1 e P2.

Figura 4.15 - Ciclo diurno do conteúdo de água líquida na nuvem.

Fonte: Produção do autor.

4.2.7 Número de ocorrência de eventos de chuva

Para esta análise foram observados apenas os momentos onde houve a presença de dados estimados pelas variáveis de chuva do RM ao longo do dia. Observa-se que o maior número de casos encontram-se no período da tarde,entre 12 às 16 LST, para todos os períodos. Para as demais horas do dia o número de casos varia de aproximadamente 100 (P2) a 500 (P1). É possível observar que a quantidade de ocorrências de precipitação ao longo do dia é significativamente maior no P1 em comparação os demais períodos. Para P2 e P3, observa-se que no período da tarde, P2 possui maior número de eventos do que P3, porém no restante do dia P3 possui valores ligeiramente maiores. Nota-se um aumento do número de casos a noite para todos os períodos.

Figura 4.16 - Número de ocorrência de eventos de chuva.

Fonte: Produção do autor.

4.2.8 Ciclo diurno das descargas elétricas atmosféricas

Na Figura 4.17, tem-se o ciclo diurno da ED Atmosféricas para os três períodos. No P1 observa-se que as EDs variam entre 100/10 min/24x24 km^2 na maior parte do dia e a 400 entre 1 a 4 LST da madrugada. As 21 LST chegam até 200/10

min/24x24 km^2. Logo, observa-se que neste período os horários mais suscetíveis a ED se encontram no período da noite e na madrugada.

Para o período P2 observa-se uma leve defasagem entre os picos dos demais períodos, com P2 apresentando picos uma hora depois do que os que ocorrem nos períodos P1 e P3. Para este período, as ED não passam de 400/10 min/24x24 km^2 (com CI máximo de aproximadamente 600/10min/24x24 km^2), tendo atuação máxima às 3 LST, 6 LST e 18 LST todos com aproximadamente com 380/10 min/24x24 km^2. Para P3, tem-se período predominante de ED entre 19 às 23 LST em torno de 800/10 min/24x24 km^2 (CI máximo de 1400/10 min/24x24km^2), com picos secundários vistos entre 1 às 7LST (200/10 min/24x24 km^2 e CI máximo de 900 às 5 LST), 9 às 11 LST (380/10 min/24x24 km^2 e CI máximo=600) e 15 às 18 LST (com máximo as 17 com 500/10 min/24x24 km^2 e CI máximo=900), mínima atuação vista entre 8 às 9 LST e às 18 LST (abaixo de 200/10 min/24x24 km^2). Nesta variável, P3 se destaca possuindo os maiores valores de ED ao longo de todo o dia em comparação aos demais períodos, principalmente entre 19 às 23 LST com máximo as 21 LST. Já os demais períodos oscilam com menores amplitudes ao longo do dia.

Figura 4.17 - Ciclo diurno das descargas elétricas atmosféricas.

Fonte: Produção do autor.

Em resumo, podem ser destacados alguns pontos que caracterizam os períodos P1, P2 P3 para o ciclo diurno:

P1: Possui a maior FOCN convectiva (Tir de 210K) entre 6 às 9h e 13 as 18h e mínima entre 10 às 12h. Para esses horários, tem-se as seguintes características:

Entre 6 às 9h há aumento da FOCN, acréscimo na precipitação, topos de nuvem convectiva mais altas, aumento do VIL e SC de Tir de 215 e 245 K de mesoescala. Entre 10 às 12h tem-se baixa frequência de CN (de Tir de 210 K, 245 K e Total) porém quando esses SC ocorrem, eles possuem tamanhos significativos, em torno de 100 Km e 150 Km para Tir de 210 K e 245 K respectivamente, correspondem aos maiores SC nesse intervalo de tempo. Precipitação, VIL e ETH não possuem variação significativa. Os valores de ED são semelhantes ao observado no intervalo de tempo de 6 as 9 LST. Entre 13 às 18LST há horários de maior FOCN convectiva do dia, Tir mais frios, maiores valores de precipitação para o período, topos mais altos, leve aumento no VIL e nas EDs. Apesar da alta FOCN, esse intervalo de tempo possui SC com tamanhos menores, em torno de 40 km a 110 km para Tir de 210 K e 245 K, respectivamente.

Para P2 as mudanças mais significativas estão presentes no período da tarde a início da noite, onde encontram-se as maiores FOCN, nuvens com topos ligeiramente mais frios, maior precipitação, VIL e ETH, leve aumento na quantidade de ED, que ultrapassa P1 nesse período do dia, e em relação aos tamanhos, possuem os menores SC em relação aos demais períodos, tanto para Tir de 215 K quanto Tir de 245 K. Em suma o que marca este período são as baixas cobertura de nuvem, SC menores, menores valores de precipitação, VIL e ETH.

P3 possui maior FOCN (Tir de 210 K e 245 K) entre 12 às 19/22LST, para esse intervalo de tempo, tem-se as seguintes características: Topos mais frios, maior FOCN convectiva, maiores valores de precipitação, maior VIL e topos mais altos. As EDs possuem concentração máxima nesse intervalo de tempo para esse período e para os demais períodos. Nesse intervalo de tempo também se encontram os SC de maiores tamanhos (Tir de 215 K e 245 K).

As maiores diferenças entre os períodos, em termos de fase do ciclo diurno, ocorre no período na noite - início da manhã.

4.3 A análise da variabilidade da cobertura de nuvens em diferentes escalas espaciais

O desvio padrão espacial da Tir e o desvio padrão da cobertura total de nuvem (Tir) foi calculado para diferentes áreas: 6x6, 10x10, 14x14, 18x18, 22x22, 26x26 e 30x30 Km2 a Figura 4.18 mostra o comportamento dos desvios ao longo das diferentes áreas. Nota-se que variabilidade espacial da Tir (em vermelho) possui desvio máximo de 6% em uma área de 30x30 Km2 e que de modo geral essa variabilidade aumenta conforme se aumenta a área analisada, indicando o aumento da presença de diferentes topos de nuvens a medida que aumenta-se a área.

Na variabilidade espacial da Tir (em azul) observa-se que a mesma é reduzida a medida que a área aumenta, indicando que em escalas espaciais menores encontram-se as maiores variabilidades na cobertura de nuvens. Nota-se que na área de 6x6 Km2, que é a menor área analisada, tem-se o maior desvio (22,4), indicando uma maior variabilidade da Tir.

Figura 4.18 - Variabilidade da cobertura de nuvens em diferentes escalas espaciais e variabilidade da Tir.

Fonte: Produção do autor.

Para mostrar o comportamento da variabilidade espacial da Tir em função do tempo,

a Figura 4.19 abaixo apresenta um exemplo de um evento ocorrido em 31 de dezembro de 2019 das 6 as 8 UTC, onde mostra que Tir possui maior variabilidade em uma área de 6x6 Km2 ao longo do tempo quando comparada as demais e especialmente a área de 30x30 Km2, que é a maior área apresentada nesta análise. Além deste aumento da variabilidade, observa-se que nesta área também encontra-se menores Tir durante as primeiras horas e um crescimento logo após, em torno das 7:30 LST, indicando a presença e dissipação de nuvem convectiva.

Figura 4.19 - Variabilidade da cobertura de nuvens em diferentes escalas espaciais e variabilidade da Tir.

Fonte: Produção do autor.

Dessa forma, para a análise da variabilidade espacial da cobertura de nuvens através do desvio padrão espacial da Tir e do desvio padrão da fração de cobertura de nuvens. Observou-se que para o primeiro, que apresenta o grau de variabilidade dos topos de nuvens a partir da área analisada, quanto maior a área maior é a variabilidade de tipos de topos de nuvens observado. Para o segundo observou-se que quanto menor é a área, maior é a variabilidade da Tir. Esses resultados podem contribuir para que os Modelos de Previsão sejam melhor representados pela resolução espacial (resolução

da grade) na qual estão simulando, ou seja, quanto mais reduzida for a grade mais variabilidade espera-se encontrar, pois, por exemplo, quando vista em uma área maior, há maior chance de uma nuvem que surgiu e dissipou seja substituída por outra pertencente a mesma área e dessa forma é compensada e para o modelo não haverá variabilidade, porém, quando vista em uma escala espacial menor poderá ser observada uma maior variabilidade.

4.4 Análise da TO de Morlet para os Três períodos e criação das séries temporais

Foi empregado a TO de Morlet para analisar a evolução temporal da energia nas escalas intradiurna e interdiurna "curta"e "longa"para quantificar a contribuição de cada varabilidade para cada período e avaliar o comportamento da energia em cada uma delas. As equações utilizadas foram as descritas nas Equações 3.7 para a escala intradiurna (1 a 8h), a Equação 3.8 para a interdiurna "curta"(2 a 5 dias) e a Equação 3.9 para interdiurna "longa"(6 a 10 dias).

Uma análise inicial subjetiva (Figura 4.20) permitiu avaliar a frequência da senoide ($\omega 0$ na Equação 3.6) que define o número de ciclos por janela. A observação visual das TO permite ter uma primeira noção dos principais processos envolvidos e os $\omega 0$ a serem empregados. Essas frequências foram analisadas para o ano de 2019, para os períodos P1, P2 e P3. Cada linha apresenta um período e cada coluna apresenta os resultados obtidos através de cada frequência central. Na primeira coluna foi feita para frequência de 1,0, a segunda para 0,5 e a terceira para 0,25.

Na primeira coluna observa-se que a frequência da senoide conseguiu representar bem as variações de energias, que a partir do período de horas a TO representa bem o sinal para P1,P2 e P3, nessas figuras, observamos que P1 e P3 apresentam maiores pulsos de energia na escala do intradiurno, respectivamente.

Na segunda coluna, frequência de 0.5, observamos que as figuras começam a ficar com ranhuras e menor resolução da energia ao longo do tempo e dos períodos. Percebe-se que essas ranhuras são ainda mais presentes no período interdiurno (16 a 2 dias), não sendo assim, uma boa frequência para analisar o transporte de energia nesta escala.

Na terceira coluna observa-se que a frequência de 0.25, é a que possui mais ranhuras/ ruídos que se estendem desde dos interdiurnos 1 e 2 ao intradiurno, sendo assim, também uma ferramenta não adequada para análise de sistemas em ambas as escalas.

Dessa forma, observa-se que entre as três frequências centrais analisadas, a que possui melhor resolução tanto nos períodos interdiurnos quanto no período intradiurno é a frequência de 1.0, onde é possível uma melhor visualização do comportamento e transporte de energia para outras frequências temporais. Portanto, esta frequência foi escolhida para ser utilizada na elaboração das séries temporais que foram construídas afim de analisar os períodos separadamente e seus transportes e intensidade de energia.

Figura 4.20 - TO de Morlet para P1, P2 e P3 no ano de 2019, onde cada linha representa um período, respectivamente, com três diferentes frequências centrais: Primeira coluna - Frequência de 1.0, Segunda coluna - Frequência de 0.5 e Terceira coluna - Frequência de 0.25.

Fonte: Produção do autor.

Após a análise da ferramenta e escolhida a frequência central da TO de Morlet com a melhor representação dos sinais de energia, foram feitas as séries temporais do total de energia pra intradiurno, interdiurno curto e longo, para as variáveis de Tir, FOCN de Tir de 284 K (cobertura total) e CAPPI. O período de tempo utilizado para estas séries foram de 2014 a 2020 para os dados de CAPPI e de 2017 a 2020

para os dados de Tir e FOCN total.

Na Figura 4.21 abaixo apresentamos o ciclo sazonal da energia contida em cada escala (normalizada) conforme descrito na Equação 3.7 a 3.9 para a série de Tir, frequência de cobertura total e precipitação. A Figura 4.21 (a) mostra a TO para a serie temporal de Tir para intradiurno, interdiurno curto e longo. Podemos observar que os sistemas que atuam no interdiurno "longo"(linha tracejada amarela) têm suas maiores atividades (variação de energia) em outubro e no final do P1. Já a FOCN cobertura total (Figura 4.21 (b) - linha tracejada amarela), observa-se que a mesma possui maior variabilidade de energia também outubro, ambos com máximo secundário no P1. Já o intradiurno o máximo de energia ocorre no final do P1, quando começa a transição para o período seco.

Variações no interdiurno "longo"tem sua maior variabilidade vista pelo CAPPI (Figura 4.21 (c) - linha tracejada amarela) em fevereiro e outro leve aumento no final do ano (P3). Nesse período, a Amazônia central encontra-se no período chuvoso, onde há predomínio da atuação de grandes sistemas intercalados com sistemas convectivos menores que produzem chuva, logo essas variações que ocorrem nessa escala de tempo, fazem com que haja alta variabilidade neste período. Essa maior atividade desta escala está possivelmente relacionada com as entradas de sistemas frontais na AS que perturbam a atmosfera e propagam energia que chega na região da amazônia e acaba agindo como gatilho convectivo, dando inicio ao período mais convectivo e de sistemas com maiores escalas espacias na região amazônica. Para os sistemas que atuam no interdiurno "curto"vistos pela Tir (Figura 4.21 (a) - linha tracejada azul), observa-se que o seu período de máxima vem logo após o interdiurno "longo"nos dois momentos em que isso ocorre. O primeiro acontece em P1 e o segundo entre dezembro a janeiro. As mínimas para essa escala aparecem em fevereiro e em P2.

Com relação a FOCN cobertura total (Figura 4.21 (b)), observa-se, para o intradiurno longo, que a mesma possui maiores variabilidades de energia quase nos mesmos períodos observados pela Tir. maiores variabilidades de topos, cobertura e chuvas são observadas no interdiurno "curto"em P1 e mínimas em fevereiro e setembro (P3).

Maiores variações no interdiurnos longo analisados pelo CAPPI (Figura 4.21 (c) - linha tracejada azul) apresenta seu máximo no período chuvoso, centrado em fevereiro, o intradiurno curto apresenta comportamento similar. Já o intradiurno apresenta a maior variabilidade no fim do período chuvoso. Isso corresponde a transição chuvoso-seco na Amazônia central, quando sistemas de curta duração são predominantes. As

menores energias são observadas na segunda metade do ano. Isso acontece pois, neste período as chuvas são de menores frequência, não impactando fortemente na variabilidade total do sinal de precpitação.

Visto pela FOCN total, observa-se que na escala intradiurna (Figura 4.21 (b) - linha tracejada roxa) apresenta comportamento semelhante ao visto pela variável Tir, apresentando maiores valores e maiores variações entre P1 e P2, a diferença nesta variável está que entre outubro a dezembro não há aumento na cobertura de nuvens, isso significa que apesar de ter uma variação na presença de nuvens a mesma não é tão significativa para a cobertura total de nuvens.

Maiores variabilidades no intradiurno são observadas pelo CAPPI (Figura 4.21 (c) - linha tracejada roxa) entre P1 a P2. Isso corresponde ao período de transição chuvoso-seco a seco na Amazônia central, onde P2 é o período de menor atividade convectiva e com menor duração de tempo (comparado a P1) na Amazônia Central. As mínimas são observadas na segunda metade do ano, com leve acréscimo a partir de novembro. Na escala intradiurna, vista pela Tir (Figura 4.21 (a) - linha tracejada roxa), observa-se que seus máximos vêm logo após os máximos de interdiurno "curto". O máximo para essa escala acontece entre os períodos P1 e P2, saindo do período de transição e indo para o período seco da região, um segundo aumento de variabilidade é visto em P3. O aumento na variabilidade entre P1 e P2 condiz com a presença de sistemas de menor escala espaço-temporal que possuem duração de algumas horas e que desaparecem e aparecem com maior frequência e dessa forma o intradiurno possui mais variabilidade neste período do ano. As mínimas para essa escala são observadas em setembro.

Dessa forma foi observado que para cada uma das escalas temporais há períodos de máxima e mínima variação de energia. No interdiurno "longo"a máxima variação foi observada em P3 e a mínima em P2, de modo geral, para todas as variáveis analisadas. Para o interdiurno "curto"a máxima variação de energia foi vista principalmente em P1 e mínima no inicio do P3 (setembro). Para o intradiurno foi observado que a máxima quantidade de energia foi verificada entre os períodos P1 e P2 e mínima em P3. Dessa forma, verificou-se que cada escala possui atuação máxima e mínima de energia, refletida em todas as variáveis analisadas, em diferentes períodos do ano, evidenciando dessa forma, características onde poderemos identificar, por exemplo, em um determinado período do ano, qual escala temporal estará mais atuante e influenciando na variabilidade de topos de nuvens bem como na cobertura total de nuvens e quantidade de chuva. Contudo, com exceção do P3, há energia suficiente

em todas as escalas em P1 e P2 para os parâmetros relacionados a cobertura de nuvens (Tir e FOCN).

Figura 4.21 - Série temporal do ciclo sazonal de energia das variáveis de Tir, FOCN em Tir de 284K e CAPPI.

Fonte: Produção do autor.

Após a analise sazonal das series temporais, foram realizadas as series temporais diurnas para as mesmas variáveis utilizadas anteriormente para escala temporal intradiurna. A Figura 4.22 apresenta o ciclo diurno da Tir (Figura 4.22 (a)), FOCN cobertura total (Figura 4.22 (b)) e CAPPI (Figura 4.22 (c)) Para P1, P2 e P3.

O comportamento da variabilidade de energia observadas pela Tir e pelo CAPPI para o ciclo diurno são bem similares e que os três período também possuem variações bem parecidas entre si. As diferenças observadas entre essas duas variáveis está no horário preferencial de máxima variabilidade. Enquanto no CAPPI a máxima variabilidade é observada entre 14-15 LST a Tir possui maior atuação entre 16-17 LST. Isso ocorre pois após ocorrer a precipitação há um aumento na formação de nuvens.

Analisando através da FOCN total, observamos maiores diferenças entre os períodos, elas mostram que em P1 há maior variabilidade na cobertura no período da manhã governada por sistemas que ocorrem no intradiurno, ou seja em escalas de 1 a 8 LST. P2 apresenta os maiores valores no período da tarde-noite enquanto no período da manhã é notável a não preferencia por esse período do dia com cobertura total de nuvens. Já em P3 observa-se que o mesmo possui comportamento bem similar ao P1 exceto no período da manhã, onde P3 não possui significativo aumento. Este fato deve estar associado aos eventos noturnos que são assim fortemente modulados pelas oscilações interdiurnas longas.

Dessa forma, através desta análise percebe-se que a escala temporal intradiurna vista pelo ciclo diurno apresenta máximos de energia de Tir e CAPPI preferencialmente no horário da tarde com diferenças observadas no horário preferencial de máxima variabilidade que condiz com o aumento da formação de nuvem após a ocorrência de chuva. Foi possível observar que entre os três períodos para essas duas variáveis P3 é o período que possui valores ligeiramente menores que os demais. Para FOCN total, foram observadas maiores diferenças entre os períodos, onde em P1 há maior cobertura no período da manhã, P2 no período da tarde e P3 possui comportamento similar ao P1 exceto no período da manhã, onde P3 não possui significativo aumento no sinal de energia.

Figura 4.22 - Série temporal do ciclo diurno de energia das variáveis de Tir, FOCN de Tir de 284K e CAPPI para o intradiurno.

Fonte: Produção do autor.

4.5 Estudos compostos

Após a analise do comportamento das séries temporais feitas no subcapítulo 4.4, foi analisado e escolhida a serie temporal da Tir para ser usada nos *composites*. Tir é uma série mais continua, diferente do CAPPI e FOCN total, que quando não há chuva ou cobertura os valores são constantes e iguais a zero. Já a Tir é uma série continua mais adaptada a análise pela TO. Além disso, nossa análise da energia de Tir mostrou que ela apresenta um ciclo sazonal e diurno coerente com os resultados obtidos nas sessões anteriores.

A partir dos momentos de maior energia observada foram verificados como se comportaram todas as variáveis momentos antes de depois desse máximo de variabilidade de energia e dessa forma obter os *composites* de todos esses momentos de alta energia e ver o comportamento em todas as variáveis para saber o que acontece com todas elas quando há alta variabilidade de energia.

Primeiramente foi analisado o *quantile* de 95% que representa valores de maior variabilidade de energia. Porém, por utilizarmos uma série temporal de aproximadamente 3 anos (entre novembro de 2017 a fevereiro de 2020), poucos eventos foram identificados, principalmente para variações interdiurnos "curto"e "longo"(11 casos para interdiurno "curto"e 6 para os interdiurno "longo").

Para que fosse feito o *composite* mais robusto e representativo desses momentos de maiores variabilidade, *quantiles* menores foram verificados afim de se obterem maior número de eventos para construir os *composites*. Dessa forma, esses valores foram colocados em ordem crescente('*sort*') para identificar os valores com percentis de 55, 75 e 95%.

O *quantile* escolhido para fazer as análises foi o de 75% para interdiurno "curto"(37 casos para evento max) e interdiurno "longo"(20 casos registrados para evento máximo). Lembramos que nos interdiurnos a série passa a ter uma escala de tempo de dias, logo quando mencionamos ter 37 casos de interdiurno em 2 anos, isto corresponde a 37 casos de máxima energia em 2-5 dias, logo em dois anos este corresponde a um número relativamente alto, haja visto que essa energia se concentra principalmente no período chuvoso. Para os eventos de intradiurno foi utilizado o *quantile* de 95% (204 casos presentes no evento máximo) por possuir uma quantidade robusta de dados e conseguir analisar melhor os momentos de maior variabilidade nesta escala temporal. Neste caso a escala temporal é de 10 minutos.

Para os diferentes percentis analisados foram verificados qual seria o melhor limiar para se analisar as máximas variabilidades. Dessa forma foram feitas três tipos de análise: Na primeira, os valores encontrados nesses percentis foram filtrados para que fossem utilizados apenas o primeiro valor (1o caso) no momento onde o valor correspondesse ao momento que a variabilidade passa a ser maior que o limiar selecionado (o *quantile* estabelecido). No segundo caso foram verificados o momento que após alcançar o limiar atinge o máximo valor (evento máximo). Por último, também foi observado o comportamento das variáveis contando todos os eventos que se encontravam selecionados pelo *quantile* estabelecido para a série temporal da wavelet de Tir. Dessa forma foi possível observar de diferentes maneiras o comportamento de cada variáveis para diferentes *quantiles*.

A Figura 4.23 abaixo apresenta uma amostra da analise dos *composites* realizada para o *quantile* de 75% das escalas interdiurno "longo"(primeira linha) e curto (segunda linha) para os três tipos de observação feitas. Observa-se que o 1º caso e evento máximo possuem comportamento similar, no interdiurno "longo"principalmente, tendo apenas diferenças nas variações do CI. No interdiurno "curto"já percebe-se mais claramente a diferença no eixo do tempo de aproximadamente 2 h. Utilizando o comportamento geral (total) dos casos observa-se mais fluides e uma variação marcada no interdiurno "longo"entre 7 a 10 dias. Como a ideia do trabalho é identificar os momentos de maior variabilidade, optou-se por analisar os momentos de evento máximo e observar seu comportamento um período antes e um período depois deste evento máximo.

Figura 4.23 - Análise com estudos compostos da variável CAPPI para o *quantile* de 75% das escalas interdiurna "longa"(primeira linha) e "curta"(segunda linha) para os três tipos de observação feitas: Primeira coluna para a observação a partir do 1º caso, segunda coluna para a observação no momento de variabilidade máxima e terceira coluna utilizando todos os casos de energia de Tir pertencentes ao *quantile* estabelecido.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.24 apresenta o *composite*, utilizando o *quantile* de 95% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis analisadas ao longo deste trabalho. No eixo "x"o momento "0"zero representa o momento em que ocorre a variabilidade máxima de energia em um evento de um intervalo de tempo de até 2 h. Dessa forma, as figuras apresentam o comportamento de cada variável 350 minutos (aproximadamente 6h) antes e 350 minutos depois do momento máximo de variação de energia.

De maneira geral, observa-se que em torno de 200 min (aproximadamente 3h) após o momento de variabilidade máxima do evento há alterações no comportamento de todas as variáveis. Indicando que antes do período de máxima variabilidade, observa-se um atmosfera pouco perturbada, com SC pequenos, baixa taxa de precipitação, ETH, VIL, ED e baixa cobertura de nuvem convectiva. A medida que se aproxima do momento de máxima variabilidade intradiurna, os SC aumentam de tamanho, os topos se tornam mais frio, ocorre precipitação, o topo das nuvens aumentam, ocorrem descargas elétricas e precipitação.

Esses resultados colaboram para aplicação na previsão de curto tempo para esta região, principalmente para os períodos entre P1 e P3, que foram os períodos onde mais se observaram esses eventos de máxima variabilidade para o intradiurno.

Figura 4.24 - Composite para o intradiurno utilizando o quantile de 95% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis de CAPPI,ETH, VIL, FOCN de convecção profunda, FOCN total, ED, TON de convecção profunda e Tir.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.25 apresenta o *composite* para o interdiurno curto, utilizando o *quantile* de 75% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis analisadas ao longo deste trabalho. No eixo "x"o momento "0"zero representa o momento em que ocorre a variabilidade máxima de energia em um evento de um intervalo de tempo de até 2 dias para variações ocorridas na escala de tempo inter diurna 1 (2 a 5 dias). Dessa forma, as figuras apresentam o comportamento de cada variável 6 dias antes e 6 dias depois do momento máximo da variação de energia.

Verifica-se quando existem oscilações de 2 a 4 dias existe um sinal claro de oscilações nessas variáveis principalmente aquelas associadas a medidas das nuvens (observações por satélite). Não existem muitas variações marcadas nas variáveis de radar porque a chuva tem uma escala de duração de horas, um tempo de vida muito curto, mesmo assim observa-se essas oscilações. Devido o intervalo de duração da chuva ser muito pequeno observado através das observações na escala de dias, então quando são feitas as médias são atenuados o comportamento dessas variáveis. Nota-se para o interdirno 1 oscilações ocorrendo constantemente. Quando verificados os momentos de máximo (momento zero) nota-se o uma redução da Tir, um aumento da cobertura de nuvens, da densidade de descargas elétricas e do tamanho do SC. Dessa forma, observa-se uma oscilação que reflete em todas as variáveis (cobertura, altura de topo, quantidade de chuva) e que quando detectado o máximo ele representa o momento onde está ocorrendo essas oscilações e que elas oscilam principalmente, no range de 2 a 4 dias.

Figura 4.25 - Composite para o interdiurno "curto"utilizando o *quantile* de 75% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis de CAPPI,ETH, VIL, FOCN de convecção profunda, FOCN total, ED, TON de convecção profunda e Tir.Observação de 6 dias antes a 6 dias depois do momento de máxima variabilidade de energia observada.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.26 apresenta o *composite*, utilizando o *quantile* de 75% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis analisadas ao longo deste trabalho. No eixo "x"o momento "0"zero representa o momento em que ocorre a variabilidade máxima de energia em um evento para variações ocorridas na escala de tempo interdiurna "longa"(6 a 10 dias). Dessa forma, as figuras apresentam o comportamento de cada variável 10 dias antes e 10 dias após o momento máximo da variação de energia.

Os resultados apresentados no comportamento de todos os casos observados no *quantile* de 75% (não apresentados neste trabalho) mostram que as oscilações de dois dias verificadas na Figura 4.26 estão também presentes nas oscilações interdiurnas "longa". Nota-se na figura que momentos antes e depois do máximo as oscilações que ocorrem são da ordem de poucos dias. Mostrando assim, que essas oscilações de 2 e 4 dias e 6 a 10 dias são acopladas (interdiurna "longa"acoplada com interdiurna "curta"). Quando ocorrem as oscilações entre 6,7 dias elas são moduladas por oscilações de 2 dias. Logo as oscilações de 2 dias existem mas ocorrem em pacotes da ordem de 6-7 dias. Há uma clara transferência de energia das oscilações maiores (7/8 dias) para oscilações de 2 a 4 dias, que refletem em oscilações intradiurnas.

Figura 4.26 - Composite para o interdiurno "longo"utilizando o *quantile* de 75% da serie temporal da wavelet de Tir para as variáveis de CAPPI,ETH, VIL, FOCN de convecção profunda, FOCN total, ED, TON de convecção profunda e Tir.Observação de 10 dias antes a 10 dias depois do momento de máxima variabilidade de energia observada.

Fonte: Produção do autor.

Uma forma de mostrar isso é observando a Figura 4.28 onde tem-se o recorte na figura da wavelet que descreve claramente esse comportamento. Observa-se que no período de 5,6 dias possui um transporte de energia no tempo (inclinação para direita) então ocorre primeiro a variação interdiurno "longo"que gera transporte de energia para interdiurno "curto"e posteriormente para perturbações no intradiurno. Esses resultados mostram claramente essa conexão existente entre essas diferentes escalas espaço-temporais da convecção na Amazônia Central. Oscilações desta ordem de dias na escala sinótica na América do Sul, normalmente são as frentes frias. Esse trabalho apresenta uma evidência que essas perturbações podem ser importantes na variabilidade da convecção na Amazônia.

Figura 4.27 - Análise com Estudos Compostos wavelet.

Fonte: Produção do autor.

Nesta sessão foi possível identificar que nos momentos que antecedem a maior variabilidade de energia pela Tir interdiurna, caracterizam-se por um momento de pouca convecção e que aproximadamente 3h horas depois é identificado o momento de maior atividade convectiva e convectiva profunda, gerado por sistemas convectivos geralmente de grande extensão.

Para interdiurna "curta"e "longa"foi identificado que para a primeira, existe uma variabilidade em torno de 2 dias antes e depois do momento de evento máximo, mostrando que a mesma está acoplada a uma variação de tempo maior, no caso, a interdiurna "longa", que na análise do momento de maior variabilidade também mostra uma variação de aproximadamente 2 dias imerso na variabilidade de maior escala. Mostrando assim que momentos de atuação convectiva que acontecem no interdiurno "curta"estão acoplados as atuações convectivas que acontecem no interdiurno "longa".

Os resultados mostram portanto, que há transferência de energia de uma escala para outra, e que quando é detectada uma máxima variabilidade de energia, momentos depois é observado mudanças no comportamento de todas as variáveis observadas. Esse resultado sugere que o mecanismo que transfere essa energia (variabilidade entre escalas) pode ser realizado pelas ondas de gravidade, produzidas pela convecção em meso-larga escala. Essa transferência (cascata) de energia gera influência nas variáveis meteorológicas em escalas menores de tempo. A transferência de energia da escala interdiurno "longo"até a escala intradiurna, pode ser claramente observada nos resultados. Na escala intradiurna, observa-se, perturbações não muito contínuas, que se propagam no tempo, podendo assim, servir de gatilho convectivo para o início da convecção.

5 CONCLUSÕES

Neste trabalho foi analisada a variabilidade espaço-temporal da convecção na Amazônia com o fim de compreender as trocas de energia entre as diferentes escalas e identificar as características dos processos físicos associados, visando contribuir para a melhoria da previsão de tempo e clima na região da Amazônia Central que ainda necessita ser melhor compreendida no que diz respeito aos processos e comportamento dos sistemas meteorológicos.

O estudo das oscilações de energia em diferentes escalas temporais são importantes pois impactam na formação de nuvens e precipitação. Dentro desse contexto, o presente trabalho analisou a variabilidade espaço-temporal da convecção na Amazônia Central (região do ATTO), tendo como objetivo encontrar relações entre as escalas temporais do intradiurno ao interdiurno associadas a variabilidades de variáveis que permitiriam interpretar os fenômenos físicos associados. A hipótese que este trabalho levantou foi a de que a variabilidade intradiurna é fortemente modulada pelas ondas de gravidade associadas a sistemas de mesoescala que ocorrem nas escalas interdiurnas. Em busca dessas respostas foram analisados os dados dos tamanhos dos SC, Tir, FOCN convectiva profunda, convectiva e total e EDs. Todos obtidos através de sensores do satélite geoestacionário GOES-16 a cada 10 minutos, e dados do radar (VIL, ETH e CAPPI) do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) a cada 12 minutos, ambos co-localizados na região do ATTO, para os anos de 2017 e 2020 e 2014 a 2020, respectivamente. Para alcançar o objetivo proposto, o trabalho foi divido em cinco etapas, onde as três primeiras possuem caráter de entendimento da variabilidade sazonal, diurna e espacial para caracterizar o comportamento dos SC através das variáveis analisadas e as duas últimas com o intuito de identificar as oscilações de energia e realização de ECs para a identificação, caracterização e relação dos SC com cada escala temporal analisada. A seguir serão apresentadas os principais resultados obtidos em cada etapa deste trabalho.

A primeira etapa do trabalho consistiu na análise da climatologia sazonal das variáveis para a caracterização da convecção na região do ATTO. Nesta análise foi verificado através dos diferentes parâmetros utilizados, mas principalmente a FOCN de convecção profunda que há três períodos do ano com características bem distintas, que são: Período P1 (março-abril-maio), P2 (junho-julho-agosto) e P3 (setembro-outubro-novembro). Esses períodos de três meses foram definidos considerando apenas o meses central e os dois meses vizinhos, de forma ressaltar a característica de cada período.

P1 possui alta variabilidade de topos de nuvem e maior presença de topos mais frios, alta FOCN para convecção profunda, convectiva e cobertura total com máximo em abril. Aumento da precipitação, do ETH, VIL e moderada presença de ED, sistemas de convecção profunda (Tir de 215 K) com variações de maiores tamanhos são vistos em março (raio em torno de 40 a 100 Km) e sistemas convectivos (Tir de 245 K) com tamanhos em torno em abril com raio de aproximadamente 100 Km. Por fim, em P1 é observado os maiores números de ocorrência de chuvas do ano, chegando em torno de 5000 ocorrências no mês de março.

P2 apresenta baixa variabilidade de topos de nuvem e maior presença de topos mais quentes, baixas FOCN para convecção profunda, convectiva e cobertura total, com mínimo em julho para todas as FOCN, baixa precipitação (mínima em agosto), ETH e VIL. Sistemas de convecção profunda possuem as menores variações do ano com tamanhos em torno de 20 a 40 Km de raio e para os sistemas convectivos tem-se em média 80 Km de raio efetivo. Em média, o maior número de ocorrências de chuva para P2 acontece em julho (aproximadamente 2000 ocorrências), apesar disso, é o período onde se encontram as menores ocorrências ao longo do ano (mínima do período e do ano em agosto em torno de 1600 ocorrências).

Por fim, P3 possui alta variabilidade de topos de nuvem e maior presença de topos de nuvens mais frios, altas FOCN de convecção profunda (máximo em outubro). Aumento de precipitação, ETH e maiores valores de VIL, maior presença de ED (com máxima em outubro) e maior número de ocorrência de ED (máxima em setembro) do ano. Sistemas de convecção profunda com tamanhos de maiores variações em torno de 60 a 80 Km de raio efetivo e para convectivo entre 100 a 130 Km de raio. P3, apesar de ser um período com alta quantidade de precipitação não possui grandes números de ocorrência (em torno de 2000 ocorrências em média). Sendo assim, um período onde as chuvas são intensas porém menos frequentes.

Após ser realizada a análise climatológica sazonal, foi feita a análise diurna onde puderam ser destacados alguns pontos que caracterizam os períodos P1, P2 P3 para o ciclo diurno:

P1 possui a maior FOCN para convecção profunda (Tir de 210K), convectiva (Tir de 245 K) e cobertura total (Tir de 284 K), entre 6 às 9 LST e 13 às 18 LST e mínima entre 10 às 12 LST. Para esses horários também são encontrados acréscimo na precipitação, nos topos de nuvem convectiva mais altas, aumento do VIL e Sistemas de convecção profunda (Tir de 215 K) e convectiva (Tir de 245 K) de mesoescala. Entre 10 às 12 LST foram observadas baixa FOCN (convectiva profunda, convectiva

e cobertura total) para este período de tempo, quando esses SC ocorrem, possuem tamanhos significativos, em torno de 100 Km e 150 Km para convectiva profunda e convectiva respectivamente, que correspondem aos maiores SC nesse intervalo de tempo. Precipitação, VIL e ETH não possuem variação significativa. Os valores de ED foram semelhantes ao observado no intervalo de tempo de 6 às 9 LST. Entre 13 às 18 LST: Horários de maior FOCN convectiva do dia, topos de nuvens mais frios, maiores valores de precipitação para o período, leve aumento no VIL e nas EDs. A elevada FOCN convectiva profunda e convectiva apresentada nesse intervalo de tempo possui SC com tamanhos menores, em torno de 40 Km a 110 Km para para convecção profunda e convectiva, respectivamente. O P1 destaca-se pela maior atividade convectiva noturna-início da manhã.

Em P2 as mudanças mais significativas estão presentes no período da tarde a início da noite, onde encontram-se as maiores FOCN, nuvens com topos ligeiramente mais frios, maior precipitação, VIL e ETH, leve aumento na quantidade de ED (que ultrapassa P1 nesse período do dia) e em relação aos tamanhos, possuem os menores SC em relação aos demais períodos, tanto para convecção profunda quanto para convectiva. Em suma o que marca este período são as baixas cobertura de nuvem, SC menores, menores valores de precipitação, VIL e ETH.

P3 possui maiores FOCN convectiva profunda, convectiva entre 12 às 19/22h, para esse intervalo de tempo, tem-se as características de topos mais frios, maior FOCN convectiva, maiores valores de precipitação, maior VIL e topos mais altos. As EDs possuem concentração máxima nesse intervalo de tempo tanto para este período quanto comparado aos demais períodos. Nesse intervalo de tempo também se encontram os SC de maiores tamanhos, tanto para sistemas de convecção profunda quanto convectiva.

Após ser realizada a análise climatológica e identificadas as características do comportamento sazonal e diurno das variáveis observadas neste estudo foi realizada a terceira etapa do trabalho consistiu na análise da variabilidade espacial da cobertura de nuvens através do desvio padrão espacial da Tir e do desvio padrão da Tir. O primeiro, que descreve a variabilidade dos topos de nuvens a partir da área analisada, foi observado que quanto maior a área maior é a variabilidade de tipos de topos de nuvens observado. Para o segundo observou-se que quanto menor é a área maior é a variabilidade da Tir.

Após ser realizada o comportamento da variabilidade espacial dos topos de nuvens foi então realizada a quarta etapa do trabalho, que consistiu no cálculo da TO de

Morlet para as escalas temporais do intradiurno (1 a 8h), interdiurno "curto"(2 a 5 dias) e interdiurno "longo"(6 a 10 dias) que melhor representasse as variações de energia associada as variáveis, para que fossem feitas as séries temporais sazonais de diurnas (apenas para o intradiurno).

Para a análise sazonal, foram feitas as séries temporais das variáveis de Tir, FOCN de Tir 284 K e CAPPI, que representam os topos de nuvem, frequência da cobertura total de nuvens e chuva, respectivamente. Analisando as séries temporais de energia das variáveis acima mencionadas foi observado que para cada uma das escalas temporais há períodos de máxima e mínima variação de energia. No interdiurno "longo"a máxima variação foi observada em P3 e a mínima em P2, de modo geral, para todas as variáveis analisadas. Para o interdiurno "curto"a máxima variação de energia foi vista principalmente em P1 e mínima no inicio do P3 (setembro). Para o intradiurno foi observado que a máxima quantidade de energia foi verificada entre os períodos P1 e P2 e mínima em P3. Dessa forma, verificou-se que cada escala possui atuação máxima e mínima de energia, refletida em todas as variáveis analisadas, em diferentes períodos do ano, evidenciando dessa forma, características onde poderemos identificar, por exemplo, em um determinado período do ano, qual escala temporal estará mais atuante e influenciando na variabilidade de topos de nuvens bem como na cobertura total de nuvens e quantidade de chuva.

Posteriormente foi analisada a escala temporal intradiurna vista pelo ciclo diurno onde a mesma apresentou máximos de energia de Tir e CAPPI preferencialmente no horário da tarde com diferenças observadas no horário preferencial de máxima variabilidade, que condiz com o aumento da formação de nuvem após a ocorrência de chuva. Foi possível observar que entre os três períodos para as variáveis de Tir e CAPPI que P3 é o período que possui valores ligeiramente menores que os demais, comportamento esse, parecido com o observado na série temporal sazonal para a mesma escala temporal. Para FOCN total, foram observadas maiores diferenças entre os períodos, onde em P1 há maior cobertura no período da manhã, P2 no período da tarde e P3 possui comportamento similar ao P1 exceto no período da manhã, onde P3 não possui significativo aumento no sinal de energia.

Por fim, na quinta etapa do presente trabalho foram feitas análises de estudos compostos, utilizando a série temporal de Tir para as três escalas temporais.

Nesta sessão foi possível identificar para a escala intradiurna que nos momentos onde há maior variabilidade de energia pela Tir, são precedidos por uma momento de fraca convecção e no momento de maior variabiliade é o momento de maior atividade

convectiva e convectiva profunda, gerado por sistemas convectivos de mesoescala.

Para interdiurna "curta"e "longa"foi identificado que para a primeira, existe uma variabilidade em torno de 2 dias antes e depois do momento de evento máximo, mostrando que a mesma está acoplada a uma variação de tempo maior, no caso, a interdiurna "longa", que na análise no momento de maior variabilidade também mostra uma variação de aproximadamente 2 dias mas que quando vista pelo comportamento total mostra uma variação de 7/8 dias refletida em todas as variáveis analisadas. Os momentos de atuação convectiva que acontecem na interdiurna "curta"estão acoplados as atuações convectivas que acontecem na interdiurna "longa"na ordem de 6-7 dias que coincide com a frequência de ocorrência de frentes frias na América do Sul.

Os resultados mostram portanto que há transferência de energia de uma escala para outra e que quando há uma momento de máxima variabilidade de energia observam-se momentos depois mudanças de comportamento em todas as variáveis observadas. Isso sugere que as ondas de gravidade, que são caracterizadas pela transferência de energia e podem causar influencia nas variáveis meteorológicas, na transferência de energia no tempo da escala interdiurna "longa"até a escala inradiurna, onde nesta última observou-se, que não há claramente uma transformação de energia mas sim perturbações não muito contínuas e que se propagam no tempo podendo assim servir de gatilho convectivo para momentos posteriores.

Com isso, foi possível observar as hipóteses apresentadas no presente trabalho, de que na Amazônia central a convecção é modulada por SC de mesoescala com oscilações em torno de 2 dias, imersas em perturbações da ordem de 6-7 dias. Há claramente uma conexão entre as escalas temporais do intradiurno e interdiurno e seus impactos na formação de convecção na Amazônia Central. Colaborando assim, para a previsão de tempo da região e para aplicações na modelagem numérica onde o efeitos das ondas gravitacionais não são sempre considerados.

Este resultados promovem ao ATTO uma climatologia da convecção específica e inédita que contribuirá fortemente para caracterizar as escalas de organizações de nuvens e suas propriedades e auxiliar no entendimento de como as nuvens alteram as propriedades dos aérossóis.

Para trabalhos futuros seria interessante relacionar as penetrações de frente fria na América do sul com essas variabilidades e analisar ondas de gravidades formadas por sistemas convectivos na modulação das oscilações intradiurnas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, D. K. et al. The amazon dense gnss meteorological network: a new approach for examining water vapor and deep convection interactions in the tropics. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, p. 2151–2165, 2015. 13

ADAMS, D. K.; SOUZA, E. P. d.; COSTA, A. A. Convecção úmida na Amazônia: implicações para modelagem numérica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 168–178, 2009. 1, 8

ALVES, M. A. S.; MACHADO, L. A. T.; PRASAD, G. S. S. D. Estudo da variabilidade da cobertura de nuvens altas na Amazônia central. **Acta Amazonica**, v. 37, n. 1, p. 71–79, 2007. 3, 11, 12, 13

ANDREAE, M. O.; ACEVEDO, O. C.; ARAÙJO, A.; ARTAXO, P.; BARBOSA, C. G. G.; BARBOSA, H. M. J.; BRITO, J.; CARBONE, S.; CHI, X.; CINTRA, B. B. L.; SILVA, N. F. da; DIAS, N. L.; DIAS-JÚNIOR, C. Q.; DITAS, F.; DITZ, R.; GODOI, A. F. L.; GODOI, R. H. M.; HEIMANN, M.; HOFFMANN, T.; KESSELMEIER, J.; KÖNEMANN, T.; KRÜGER, M. L.; LAVRIC, J. V.; MANZI, A. O.; LOPES, A. P.; MARTINS, D. L.; MIKHAILOV, E. F.; MORAN-ZULOAGA, D.; NELSON, B. W.; NÖLSCHER, A. C.; NOGUEIRA, D. S.; PIEDADE, M. T. F.; PÖHLKER, C.; PÖSCHL, U.; QUESADA, C. A.; RIZZO, L. V.; RO, C.-U.; RUCKTESCHLER, N.; SÁ, L. D. A.; SÁ, M. de O.; SALES, C. B.; SANTOS, R. M. N. dos; SATURNO, J.; SCHÖNGART, J.; SÖRGEL, M.; SOUZA, C. M. de; SOUZA, R. A. F. de; SU, H.; TARGHETTA, N.; TÓTA, J.; TREBS, I.; TRUMBORE, S.; EIJCK, A. van; WALTER, D.; WANG, Z.; WEBER, B.; WILLIAMS, J.; WINDERLICH, J.; WITTMANN, F.; WOLFF, S.; SERRANO, A. M. Yáñez. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 18, p. 10723–10776, 2015. Disponível em: <https://acp.copernicus.org/articles/15/10723/2015/>. 3

ARAKAWA, A. Modelling clouds and cloud processes for use in climate models. In: WMO (Ed.). **The physical basis of climate and climate modelling**. [S.l.: s.n.], 1975. p. 183–197. 1

ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the southern hemisphere with emphasis on the south american region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 9, p. 1902–1912, 2009. 2

BARBOSA, A. C.; BLITZKOW, D. Ondaletas: histórico e aplicação. p. 38, 2008. Disponível em: <http://sites.poli.usp.br/ptr/ltg/FTP/Apostila_Ondaletas_%20MSc.Augusto_Barbosa&Dr.Denizar_Blitzkow.pdf>. 28, 29

BARBOSA, R.; OYAMA, M.; MACHADO, L. Climatologia das perturbações convectivas iniciadas na costa norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 107–117, 2006. 12, 27

BISCARO, T. S. et al. **Processos físicos que controlam a formação de nuvens rasas e sua evolução à Convecção profunda na região central Amazônica**. 2019. 163p p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2019. 1, 8

CAVALCANTI, I. F. **Tempo e clima no Brasil**. [S.l.]: Oficina de textos, 2016. 5, 6

DAI, A. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. **Journal of Climate**, v. 19, n. 18, p. 4605–4630, 2006. 1

DIAS, M. A. F. S.; CARVALHO, L. M. V. **The South American monsoon system: the Global Mon- soon System Research and Forecast**. [S.l.]: World Scientific, 2016. 10

DIAS, S. et al. A case study of the organization of convection into precipitating convective lines in the southwest Amazon. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. 10.1029, 2002. 8, 12

EICHHOLZ, C. W. **Análise cinemática e dinâmica da propagação de células de chuva e aglomerados de nuvens**. 2017. 159p p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. 24

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101–101, 1998. 5, 10

FRITTS, D. C.; ALEXANDER, M. J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 1, 2003. 15

GABOR, D. Theory of communication. part 1: the analysis of information. **Journal of the Institution of Electrical Engineers-Part III: Radio and Communication Engineering**, v. 93, n. 26, p. 429–441, 1946. 27

GAGE, K.; BALSLEY, B. Doppler radar probing of the clear atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 59, n. 9, p. 1074–1094, 1978. 9

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. 13

GIANGRANDE, S. E. et al. Cloud characteristics, thermodynamic controls and radiative impacts during the observations and modeling of the green ocean Amazon (goamazon2014/5) experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 23, p. 14519–14541, 2017. 8, 9

GIANGRANDE, S. E.; WANG, D.; MECHEM, D. B. Cloud regimes over the Amazon basin: perspectives from the goamazon2014/5 campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 12, p. 7489–7507, 2020. 2

GRIMSDELL, A. W.; ALEXANDER, M. J.; MAY, P. T.; HOFFMANN, L. Model study of waves generated by convection with direct validation via satellite. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 5, p. 1617 – 1631, 2010. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/67/5/2009jas3197.1.xml>. 15, 16

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical americas. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388–1403, 1989. 5, 11

KOUSKY, V. E.; FERREIRA, N. J. Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: their spatial distributions, origins and effects. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 9, p. 1999 – 2008, 1981. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/109/9/1520-0493_1981_109_1999_ispvib_2_0_co_2.xml>. 12

LANE, T. P.; ZHANG, F. Coupling between gravity waves and tropical convection at mesoscales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 11, p. 2582 – 2598, 2011. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/68/11/2011jas3577.1.xml>. 15, 16

LI, W.; FU, R. Influence of cold air intrusions on the wet season onset over Amazonia. **Journal of Climate**, v. 19, n. 2, p. 257–275, 2006. 11

MACHADO, L.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: a comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 61–77, 2004. 2, 8, 11, 13

MACHADO, L. A. The Amazon energy budget using the able-2b and fluamazon data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 18, p. 3131–3144, 2000. 1, 8

MACHADO, L. A.; 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, 2002. 13, 20

MACHADO, L. A. et al. 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. 2, 12

MACHADO, L. A. T. et al. How weather events modify aerosol particle size distributions in the Amazon boundary layer. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 47–59, 2021. 14, 30

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833–852, 2001. 11

MOLION, L. C. B. **Amazonian rainfall and its variability**. Paris (France): Unesco; Cambridge (United Kingdom): Cambridge University Press, 1993. 8

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Características do clima amazônico: aspectos principais. In: KELLER M.; BUSTAMANTE, M. G. J. D. P. S. E. (Ed.). **Amazonia and global change**. [S.l.]: AGU, 2009. p. 149–162. 5

PIRES, L. B. M.; SUSELJ, K.; ROSSATO, L.; TEIXEIRA, J. Analyses of shallow convection over the Amazon coastal region using satellite images, data observations and modeling. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 2, p. 366–379, 2018. 2

RAY, P. **Mesoscale meteorology and forecasting**. [S.l.]: Springer, 2015. 14, 15

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. d.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010. 5

SÁ, L. D. de A.; SAMBATTI, S. B. M.; GALVÃO, G. P. Ondeleta de morlet aplicada ao estudo da variabilidade do nível do rio Paraguai em Ladário, MS. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 33, n. 13, p. 1775–1785, 1998. 27

SARAIVA, I.; DIAS, M. A. F. S.; MORALES, C.; SARAIVA, J. M. B. Regional variability of rain clouds in the Amazon basin as seen by a network of weather radars. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 12, p. 2657–2675, 2016. 13

TANAKA, L. M. d. S. et al. **Convecção profunda na Amazônia Central**. 2014. 123p p. Tese (Doutorado em Clima e Ambiente) — Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 2014. 1, 8

TEIXEIRA, M. A. The physics of orographic gravity wave drag. **Frontiers in Physics**, v. 2, p. 43, 2014. 16

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. [S.l.]: UFV, 1991. 2

VIGH, J. In: **What is composite analysis in meteorology and what are its importance?** [s.n.], 2017. Disponível em: <https://www.researchgate.net/post/What_is_composite_analysis_in_meteorology_and_what_are_its_importance#:~:text=Composite%20analysis%20is%20often%20a,time%20(e.g.%2C%20the%20weather%2F.>. 30

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Elsevier, 2006. 7

WANG, D.; GIANGRANDE, S. E.; BARTHOLOMEW, M. J.; HARDIN, J.; FENG, Z.; THALMAN, R.; MACHADO, L. A. The green ocean: precipitation insights from the goamazon2014/5 experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 12, p. 9121–9145, 2018. 9, 10

ZHANG, Y.; KLEIN, S. A. Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: inferences from observations of the diurnal cycle collected at the arm southern great plains site. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 9, p. 2943–2959, 2010. 1