



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.28.15.17-TDI

ANÁLISE CINEMÁTICA E DINÂMICA DA PROPAGAÇÃO DE CÉLULAS DE CHUVA E AGLOMERADOS DE NUVENS

Cristiano Wickboldt Eichholz

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 23 de maio de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NQ5D2P>>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

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

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

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.28.15.17-TDI

ANÁLISE CINEMÁTICA E DINÂMICA DA PROPAGAÇÃO DE CÉLULAS DE CHUVA E AGLOMERADOS DE NUVENS

Cristiano Wickboldt Eichholz

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 23 de maio de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NQ5D2P>>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Eichholz, Cristiano Wickboldt.

Ei24a Análise cinemática e dinâmica da propagação de células de chuva e aglomerados de nuvens / Cristiano Wickboldt Eichholz. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxii + 134 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.28.15.17-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

1. Previsão imediata. 2. Convecção. 3. Precipitação.
4. Circulação atmosférica. 5. Parâmetros meteorológicos.
I.Título.

CDU 551.509.313



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

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

Aluno (a): **Cristiano Wickboldt Eichholz**

Título: "ANÁLISE CINEMÁTICA E DINÂMICA DA PROPAGAÇÃO DE CÉLULAS DE CHUVA E AGLOMERADOS DE NUVENS".

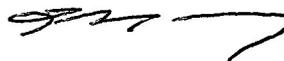
Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Meteorologia**

Dr. Daniel Alejandro Vila



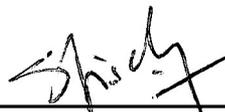
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



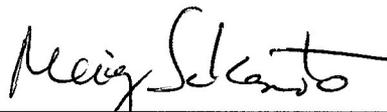
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Gilberto Fernando Fisch



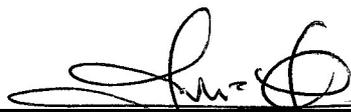
Membro da Banca / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dra. Meiry Sayuri Sakamoto



Convidado(a) / FUNCEME / Fortaleza - CE

Dra. Julia Clarinda Paiva Cohen



Convidado(a) / UFPA / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

() unanimidade

São José dos Campos, 23 de maio de 2017

“All the great things are simple, and many can be expressed in a single word: Freedom; Justice; Honor; Duty; Mercy; Hope”.

WINSTON CHURCHILL
Estadista Britânico (1874 - 1965) em
“United Europe Meeting, Albert Hall”, Londres (14/05/1947)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha família pelo apoio e incentivo, ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, pela oportunidade de participar do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE, e ao Dr. Luiz Augusto Toledo Machado pela confiança, orientação e apoio durante o desenvolvimento deste projeto.

Agradeço à Dra. Courtney Schumacher pela receptividade, confiança, orientação e pela oportunidade de realizar o doutorado sanduíche na Texas A&M University.

Agradeço aos financiadores deste projeto, o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudo n° 140936/2014-9. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de doutorado sanduíche, por meio do projeto CAPES-TAMU n° 2335/15-8 e a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte aos projetos 2009/15235-8 e 2015/144970.

Agradeço ao Projeto CHUVA, à DSA/CPTEC/INPE e à Texas A&M University por disponibilizarem os dados que tornaram este projeto possível.

Agradeço aos Drs. Daniel Vila, Wagner Flauber Araujo Lima, Renato Galante Negri, Alan Calheiros e Thiago Biscaro pela ajuda com os dados de radiossonda, radar, satélite e o aplicativo ForTraCC.

Agradeço à grande família DSA/CPTEC/INPE pelos anos de convivência, amizade e aprendizagem e à secretaria do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE pelo excelente serviço prestado.

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para este projeto MUITO OBRIGADO!

RESUMO

Com o objetivo de entender as interações entre a atmosfera e a convecção que definem o movimento de células de chuva e de nuvem, este trabalho utiliza dados de satélite, radar e radiossondagens em diferentes regiões do Brasil. Em uma primeira fase deste trabalho, as análises são realizadas na região nos entornos de Manaus, durante a estação chuvosa e seca para avaliar as características físicas e cinemáticas das células de nuvens e chuva. Características físicas e cinemáticas das células de chuva (radar) e de nuvem (satélite) foram obtidas utilizando a técnica ForTraCC, enquanto as características ambientais foram obtidas através de radiossondagens no sitio T3 em Manacapuru. As análises evidenciaram que muitos processos atuam durante a evolução de sistemas convectivos (SC) e contribuem para que o movimento de células de chuva e de nuvem apresentem diferenças significativas. Células de nuvem tem seu movimento influenciado predominantemente pelo campo de vento em altos níveis (~ 250 hPa), resultado da advecção da bigorna, e secundariamente pelo vento em baixos (~ 850 hPa) níveis, devido a advecção e desenvolvimento de novas células dos sistemas. Já as células de chuva, são principalmente advectadas por um nível de vento representativo, isto é, um nível guia do movimento das células em torno de 850 hPa. Na segunda parte deste trabalho, o estudo sobre o movimento das células de chuva foi expandido para diferentes regiões no Brasil, com características ambientais distintas, uma tropical costeira, outra em floresta tropical continental e uma terceira na região subtropical. Triângulos de radiossondagem forneceram as características ambientais como vento, gradiente de CAPE e cisalhamento vertical do vento, que permitiram avaliar o impacto dessas variáveis sobre o movimento das células de chuva. Os resultados indicaram que o vento no nível de 700 hPa pode ser utilizado como uma primeira aproximação do movimento do campo de precipitação. De forma geral, as células de chuva apresentaram velocidade de deslocamento inferior a velocidade do vento do nível de 700 hPa. Um ajuste com o cisalhamento do vento da camada 0 - 6 km melhora consideravelmente a estimativa do deslocamento advectivo das células pelo vento. O gradiente de CAPE se mostrou associado a direção do movimento aparente (diferença entre a propagação e vento no nível guia) das células de chuva, geralmente devido a formação de novas células de chuva. Um modelo de propagação considerando o vento no nível guia, ajustado pelo cisalhamento vertical do vento, e o gradiente de CAPE apresentou os melhores resultados na previsão de 20 minutos. Uma comparação com outros modelos mostrou que o melhor desempenho na estimativa do movimento de células de chuva foi obtido com o modelo proposto.

Palavras-chave: Previsão Imediata. Convecção. Precipitação. Circulação Atmosférica. Parâmetros Meteorológicos.

KINEMATIC AND DYNAMIC ANALYSIS OF RAIN AND CLOUD CELLS PROPAGATION

ABSTRACT

In order to understand the interactions between the atmosphere and the convection, that define the rain and cloud cells movement, this work uses satellite, radar and radiosonde data in different regions of Brazil. In the first part of this work, the studies are carried out in the Manaus region, during the rainy and dry season to evaluate the physical and kinematic characteristics of the cloud and rain cells. Physical and kinematic characteristics of rain (radar) and cloud (satellite) cells were obtained using the ForTraCC technique, while the environmental characteristics were obtained through radiosonde performed in the T3 station in Manacapuru. The analysis showed that many processes acted during the convective systems (CS) evolution and contributed to differences between rain and cloud cells movement. The cloud cells movement was influenced by the wind field at high levels (~ 250 hPa), resulting of the anvil advection, and secondarily by the wind at low levels (~ 850 hPa), due to the advection and development of new systems cells. In the second part of this work, the study of the rain cells movement was expanded to different regions in Brazil, with distinct environmental characteristics, one tropical coastal, another in the continental tropical forest and a third in the subtropical region. Radiosonde triangles provided the environmental characteristics such as the wind, CAPE gradient and vertical wind shear, which allowed to evaluate the impact of these variables on the rain cells movement. The results showed that the wind at the level of 700 hPa can be used as a first approximation of the precipitation field movement. However, the rain cells showed a displacement speed lower than the wind speed at the level of 700 hPa. A fit using the vertical wind shear of the 0 - 6 km layer considerably improves the estimation of the cells displacement by the wind. The CAPE gradient was associated with the apparent movement direction (the difference between cells movement and the steering level wind) of the rain cells, usually due to the new rain cells formation. A propagation model considering the steering level wind, adjusted by the vertical wind shear, and the CAPE gradient showed best results in the 20-minute forecast of the rain cells movement. A comparison with other models showed that the proposed model obtained the best performance in the rain cell movement estimation.

Keywords: Nowcasting. Convection. Precipitation. Atmospheric Circulation. Meteorological Parameters.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Mapa topográfico das regiões de estudo.	27
3.2 Regiões de estudo e sítios de radiossondagens.	28
3.3 Algoritmo de controle de qualidade (QI).	31
3.4 Exemplo da aplicação do filtro do controle de qualidade.	32
3.5 Filtro de área para os dados do radar banda S.	35
3.6 Gradiente de CAPE.	39
4.1 Precipitação e nebulosidade em Manaus.	44
4.2 Tamanho e número de células de nuvem em Manaus.	45
4.3 Tamanho e número de células de chuva em Manaus.	47
4.4 Evolução mensal das características ambientais em Manaus.	50
4.5 Evolução diurna da estabilidade atmosférica em Manaus.	52
4.6 Evolução diária da umidade, altura da base da nuvem e cisalhamento do vento em Manaus.	54
4.7 Componentes do vento em Manaus durante o IOP 1.	57
4.8 Componentes do vento em Manaus durante o IOP 2.	58
4.9 Componentes do movimento de células de nuvem observadas em Manaus.	59
4.10 Componentes do movimento de células de chuva observadas em Manaus.	60
4.11 Relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.	62
4.12 Influência do CAPE ($J\ kg^{-1}$) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.	64
4.13 Influência do CINE ($J\ kg^{-1}$) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.	65
4.14 Influência do BShear ($m\ s^{-1}$) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.	66
4.15 Influência do PW (mm) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.	68
4.16 Influência do NCL (hPa) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.	69
4.17 Imagens de satélite entre os dias 07 e 08 de março de 2014, sobre a região de Manaus.	74
4.18 Imagens de radar entre os dias 07 e 08 de março de 2014, sobre a região de Manaus.	75

4.19 Perfil de vento ($m s^{-1}$) entre os dias 07 e 08 de março de 2014, sobre a região de Manaus.	77
4.20 Perfil de refletividade (dBZ) entre os dias 07 e 08 de março de 2014, sobre a região de Manaus.	78
4.21 Imagens de satélite entre os dias 03 e 04 de outubro de 2014, sobre a região de Manaus.	80
4.22 Imagens de radar entre os dias 03 e 04 de outubro de 2014, sobre a região de Manaus.	81
4.23 Perfil de vento ($m s^{-1}$) entre os dias 03 e 04 de outubro de 2014, sobre a região de Manaus.	82
4.24 Perfil de refletividade (dBZ) entre os dias 03 e 04 de outubro de 2014, sobre a região de Manaus.	83
4.25 Movimento das células de nuvem e de chuva do caso 1.	88
4.26 Movimento das células de nuvem e de chuva do caso 2.	91
5.1 Nível guia observado durante as campanhas em estudo.	97
5.2 Parâmetro alfa para as diferentes regiões de estudo.	98
5.3 Relação entre o vento no nível guia, o movimento de células de chuva e o cisalhamento vertical do vento.	99
5.4 Direção do gradiente de CAPE e do vetor aparente.	101
5.5 Relação entre o modelo proposto e o módulo do gradiente de CAPE.	104
5.6 Relação entre o modelo proposto e o modelo do nível guia.	105
5.7 Comparação do desempenho dos diferentes modelos.	108

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Divisões da Mesoescala	15
3.1 Total de ciclos de vida em Fortaleza - CE sem filtro, com filtro e sem fusões e separações.	37
3.2 Total de ciclos de vida no Vale do Paraíba - SP sem filtro, com filtro e sem fusões e separações.	37
3.3 Total de ciclos de vida em Manaus - AM sem filtro, com filtro e sem fusões e separações.	37
4.1 Variáveis ambientais que atuaram durante os casos ocorridos no período de 7 e 8 de março de 2014 (IOP1) e no período de 3 e 4 de outubro de 2014 (IOP2).	84

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	– Alta da Bolívia
AMC	– <i>Atlantic Meridional Circulation</i>
B2OFF	– <i>Beijing 2008 Forecast Demonstration Project</i>
BShear	– Cisalhamento Vertical do Vento
CAPE	– Energia Potencial Disponível para Convecção
CAPPI	– <i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
CC	– Células Convectivas
CCM	– Complexos Convectivos de Mesoescala
CFAD	– <i>Contoured Frequency by Altitude</i>
CINDACTA IV	– IV Centro Integrado de Defesa Aérea e Controle de Tráfego Aéreo
CINE	– Energia de Inibição Convectiva
COTREC	– <i>Continuity of TREC Vectors</i>
ENSO	– <i>El Niño-Southern Oscillation</i>
ETITAN	– <i>Enhanced TITAN</i>
ForTraCC	– <i>Forecast and Tracking the Evolution of Active Cloud Clusters</i>
GoAmazon	– <i>Green Ocean Amazon</i>
GOES	– <i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
JBN	– Jato em Baixos Níveis
LI	– Linhas de instabilidade
LIC	– Linhas de instabilidade Costeiras
LISAM	– <i>Large-scale Index for South America Monsoon</i>
NAO	– <i>North Atlantic Oscillation</i>
NCL	– Nível de Condensação por Levantamento
NEXRAD	– <i>Next Generation Radar</i>
NRMSE	– Raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado
PDO	– <i>Pacific Decadal Oscillation</i>
Projeto CHUVA	– <i>Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil</i>
PW	– Água Precipitável
QI	– Índice de Qualidade
R	– Taxa de Precipitação
RE	– Raio Efetivo
Ri	– Número de Richardson
S2OFF	– <i>Sydney 2000 Forecast Demonstration Project</i>
SC	– Sistemas Convectivos
SCIT	– <i>Storm Cell Identification and Tracking</i>
TB	– Temperatura de Brilho do Topo de Nuvens
TITAN	– <i>Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting</i>
TREC	– <i>Tracking Radar Echo by Correlation</i>
VAD	– <i>Velocity-Azimuth Display</i>
VIL	– <i>Vertically Integrated Liquid</i>

- WSR-88D – *Weather Surveillance Radar - 1988 Doppler*
- Z – Refletividade do radar
- ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

\overrightarrow{St}	–	Nível Guia
$\overrightarrow{St_{Adj}}$	–	Nível Guia Ajustado
$\overrightarrow{\nabla CAPE_S}$	–	Vetor Gradiente de CAPE Sintético
$\overrightarrow{GC_{St}}$	–	Modelo Gradiente de CAPE-Nível Guia Ajustado
$\overrightarrow{\nabla CAPE}$	–	Gradiente de CAPE
$\overrightarrow{V_{M1}}$	–	Modelo Moncrieff e Miller (1976)
$\overrightarrow{V_{M2}}$	–	Modelo Moncrieff (1978)
$\overrightarrow{V_{Corf1}}$	–	Modelo de Corfidi (1996)
$\overrightarrow{V_{Corf2}}$	–	Modelo de Corfidi (2003)

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Caracterização do Problema	2
1.2 Objetivos	4
1.3 Estrutura Deste Documento	5
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Previsão de Tempo de Curtíssimo Prazo (<i>Nowcasting</i>)	7
2.1.1 Algoritmo ForTraCC	11
2.1.2 Identificação de Sistemas Convectivos pelo ForTraCC	12
2.2 Sistemas Convectivos - Aspectos Gerais	13
2.2.1 Complexos Convectivos de Mesoescala	16
2.2.2 Linhas de Instabilidade	17
2.3 Movimento de Células de Chuva e de Nuvens	18
2.3.1 Processos Associados a Propagação de Sistemas Convectivos	19
3 DADOS E METODOLOGIA	25
3.1 Base de Dados	25
3.2 Área de Estudo	26
3.3 Rastreamento de Células de Chuva e de Nuvem	29
3.4 Controle de Qualidade das Trajetórias das Células de Chuva e de Nuvem	30
3.5 Metodologia	32
3.5.1 PARTE 1 - Características das Células de Chuva e Nuvens e sua Propagação na Região Amazônica	33
3.5.1.1 Filtro de Área	34
3.5.2 PARTE 2 - Movimento de Células de Chuva: Uma Avaliação de Diferentes Modelos de Propagação	36
4 CARACTERÍSTICAS DAS CÉLULAS DE CHUVA E NUVENS E SUA PROPAGAÇÃO NA REGIÃO AMAZÔNICA	41
4.1 Variabilidade Sazonal e Diurna da Precipitação e da Nebulosidade	42
4.2 Variações Sazonais e Diurnas do Ambiente em Manaus	49
4.3 Influência do Vento no Movimento de Células de Chuva e de Nuvem	61
4.4 Estudo de Casos	72

4.4.1	Estação Chuvosa - Células de Nuvem	87
4.4.2	Estação Chuvosa - Células de Chuva	89
4.4.3	Estação Seca - Células de Nuvem	90
4.4.4	Estação Seca - Células de Chuva	92
4.5	Conclusões - Primeira Parte	92
5	MOVIMENTO DE CÉLULAS DE CHUVA: UMA AVALIAÇÃO DE DIFE- RENTES MODELOS DE PROPAGAÇÃO	95
5.1	O Campo de Vento e o Movimento de Células de Chuva	95
5.2	O Gradiente de CAPE e o Movimento de Células de Chuva	100
5.3	Comparação entre Diferentes Modelos de Propagação	105
5.3.1	Modelos de Propagação	105
5.3.2	Análise dos Modelos de Propagação	107
5.4	Conclusões - Segunda Parte	108
6	CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS	111
6.1	Conclusões Gerais	111
6.2	Sugestões de Trabalhos Futuros	115
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117

1 INTRODUÇÃO

O entendimento dos fatores que determinam o movimento de nuvens precipitantes é de fundamental importância para a previsão de tempo de curtíssimo prazo (do inglês "*nowcasting*") de eventos intensos e/ou extremos. Esta previsão imediata de tempo, visa prever eventos de tempo significativos com alta especificidade quanto ao seu início, duração, intensidade, gravidade e localização (HUANG et al., 2012), em tempo hábil suficiente para que medidas possam ser tomadas a fim de proteger a vida, a propriedade, bem como interesses econômicos (WILSON et al., 2010). Devido a essa importância, houve nos últimos anos um crescente interesse, tanto do setor público como privado, na previsão imediata de tempo, devido ao aumento do impacto de eventos extremos em setores como aviação, transportes terrestres, construção, agricultura, eventos ao ar livre, bem como a população como um todo (WILSON et al., 2010).

Segundo Teixeira e Satyamurty (2007), que estudaram a ocorrência de eventos extremos de precipitação na região sul do Brasil, ocasionalmente, a precipitação excede 100 mm dia^{-1} em alguns episódios, causando sérios prejuízos. Como essa região tem como sua maior atividade econômica a agricultura, casos de precipitação extrema podem destruir plantações inteiras sobre milhões de hectares. Desastres naturais associados a eventos extremos de tempo, são os piores para a região e representaram cerca de 65% do número total de desastres, registrados pelo Departamento de Defesa Civil do Estado do Paraná durante o período de janeiro de 2000 a março de 2006, e incluem inundações repentinas, granizo, ventos fortes e deslizamentos de terra. Em alguns episódios também foram relatados prejuízos na pecuária e perda de vidas humanas (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2007). A possibilidade do planeta apresentar temperaturas mais elevadas no futuro, resultante do aquecimento global, contribui para o aumento na relevância das técnicas de previsão de curto prazo de tempestades nos próximos anos, uma vez que tais condições tendem a facilitar a ocorrência de eventos extremos. Segundo Coumou e Rahmstorf (2012), aspectos físicos básicos como aumento da temperatura, da evaporação e da capacidade do ar de reter umidade, tendem a favorecer a ocorrência de eventos de precipitação extrema, em um futuro cenário de aquecimento global.

No entanto, não é apenas um futuro cenário de aquecimento global que possui potencial de intensificar a ocorrência de eventos extremos de tempo. Alguns estudos já confirmaram que houve um aumento na ocorrência de even-

tos extremos nas últimas décadas e que esse aumento pode ser influenciado também por outros fatores. Como exemplo pode-se citar o trabalho de [Silva Dias et al. \(2013\)](#), onde foram avaliadas mudanças nos extremos diários de precipitação na região metropolitana de São Paulo, Brasil, de 1933 a 2010. Na avaliação dos casos ocorridos durante o inverno (estação seca), não houveram registros de casos que excederam 60 mm dia^{-1} até metade da década de 70. Após a década de 70 o número de casos que excederam 60 mm dia^{-1} aumentou, alcançando 9 casos na última década do estudo (2000-2009). Nesse estudo, índices climáticos como *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO), *Pacific Decadal Oscillation* (PDO), *North Atlantic Oscillation* (NAO), *Atlantic Meridional Circulation* (AMC), *Large-scale Index for South America Monsoon* (LISAM) e a temperatura da superfície do mar explicaram uma pequena fração da variância total quando comparada com a estação seca. Indicando que outros fatores, como o crescimento de ilhas de calor urbanas e o papel da poluição do ar na microfísica de nuvens, devem ser considerados para explicar as tendências observadas no período de estudo.

Os exemplos descritos acima demonstram o impacto de eventos extremos sobre a sociedade e também expõem uma tendência de aumento no número desses eventos no futuro. O que deixa evidente a relevância do desenvolvimento e do uso de técnicas de *nowcasting*, para prover informações com potencial para mitigar os impactos negativos associados a ocorrência destes eventos.

1.1 Caracterização do Problema

Os primeiros estudos sobre o movimento de nuvens foram apresentados por [Brooks \(1946\)](#) e [Byers e Braham \(1949\)](#), onde o movimento de tempestades foi associado ao nível guia (do inglês "*steering level*"), que se refere ao nível de altura na qual o movimento das nuvens é similar ao campo de vento. No entanto, [Tuttle et al. \(2008\)](#) identificaram uma importante diferença entre observações feitas por satélite e radar, no qual a velocidade de células de nuvens foi aproximadamente, $4,7 \text{ m s}^{-1}$ superior a velocidade de células de chuva. Tais diferenças foram justificadas pela atuação de diferentes níveis de vento no movimento das células. No caso de convecção profunda, o escoamento dos topos frios geralmente segue o vento médio da troposfera superior na camada da bigorna ([LINDSEY; BUNKERS, 2005](#)), enquanto o nível de vento mais significativo no movimento de núcleos de precipitação é geralmente em níveis mais baixos

(TUTTLE et al., 2008). Assim, a relação entre o campo de vento e o movimento de células de chuva e de nuvem se mostrou complexa, uma vez que o campo de instabilidade, associado a intensidade e ao desenvolvimento de novas células, também deve ser considerado.

Posteriormente, após os estudos publicados na década de 40, outros autores (COTTON; ANTHES, 1989; CORFIDI et al., 1996; ZEITLER; BUNKERS, 2005), estudaram o movimento de Sistemas Convectivos (SC) e verificaram que o desenvolvimento de novas células pode também contribuir para desvios no movimento dos sistemas (células de chuva e de nuvem), em relação ao campo de vento. Assim, estes autores definiram o movimento de SC como o resultado da soma de duas componentes. Uma componente associada a translação ou advecção dos sistemas pelo vento médio durante sua evolução. Outra componente é a de propagação, que está associada a própria dinâmica da tempestade, que gera novas células que passam a integrar o sistema já em desenvolvimento. Exemplos de mecanismos de propagação são as correntes descendentes e frentes de rajada que tendem a instabilizar o ambiente próximo da tempestade e a gerar novas células convectivas (COTTON; ANTHES, 1989).

Com relação ao movimento de células de chuva, Teixeira (2010), que avaliou a trajetória e a circulação de sistemas precipitantes na região sul do Brasil, sugere que os desvios com relação ao vento se devem a uma componente de propagação associada ao gradiente da Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE). De modo que, a iniciação de novas células, que passam a compor o sistema já existente, tendem a ocorrer em direção a região com maior potencial para convecção, i.e., na direção de regiões com maiores valores de gradiente de CAPE.

Os vários estudos citados anteriormente confirmam a importância de se conhecer as características ambientais e sua relação com os processos convectivos, para fins de aprimorar a previsão do movimento de células de chuva e de nuvens. No entanto, grande parte das técnicas de previsão imediata do movimento de tempestades, utilizadas atualmente, são baseadas na metodologia proposta na década de 50 por Ligda (1953). Estas técnicas tradicionais de previsão imediata são baseadas em grande parte nas observações de radar, principalmente porque o radar meteorológico é o único instrumento operacional que pode frequentemente fornecer observações tridimensionais de alta resolução da atmosfera na escala convectiva (SUN et al., 2014).

Os movimentos dos ecos de radar são estimados através de imagens consecutivas, onde geralmente é assumido que a intensidade da precipitação não varia com o tempo, assim a extrapolação dos ecos no domínio espaço-tempo permite determinar sua posição futura. Embora simples, esta é uma técnica muito poderosa para determinar o movimento das células e é utilizada em muitos centros operacionais de previsão de tempo ao redor do mundo (OTSUKA et al., 2016). No entanto, a qualidade da previsão baseada em técnicas de extrapolação decresce rapidamente com o tempo, porque tempestades individuais possuem tempo de vida inferiores a 20 minutos. Previsões para um período maior de tempo precisam considerar a iniciação, crescimento e dissipação de tempestades convectivas. Sistemas mais organizados, como linhas de instabilidade e supercélulas, podem ser extrapolados por períodos de tempo maiores (WILSON et al., 1998).

Segundo Wilson et al. (1998), os processos físicos associados a iniciação e dissipação de tempestades convectivas não são variáveis observáveis através do histórico de desenvolvimento dos ecos de radar. Eles são frequentemente controlados por características de convergência de camada limite, cisalhamento vertical do vento e flutuabilidade. De modo que o sucesso na previsão de iniciação de tempestades, depende da correta descrição dos campos termodinâmicos e cinemáticos (WILSON et al., 1998). Além disso, a propagação da precipitação está intimamente relacionada à manutenção da convecção profunda e a longevidade de sistemas de mesoescala (CARBONE et al., 2002). O que demonstra que, para o aprimoramento das técnicas de previsão imediata é necessário melhorar nosso entendimento sobre como características ambientais influenciam o desenvolvimento e a manutenção de processos convectivos, bem como, as características cinemáticas das células de chuva e de nuvem.

1.2 Objetivos

Este trabalho objetiva, primeiramente, compreender como é definido o movimento de células de chuva e de nuvem e qual o papel de diferentes características ambientais na determinação dos aspectos físicos e cinemáticos das células. Em seguida, as características mais relevantes, para a determinação do movimento das células de chuva, serão utilizadas para compor uma parametrização, que será utilizada na previsão imediata do movimento de

células de chuva para diferentes regiões do Brasil. Essa nova parametrização, será avaliada e comparada com outras metodologias, também capazes de determinar o movimento de células de chuva e de nuvem. Para atingir esse objetivo geral, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- i. Caracterizar os aspectos físicos e cinemáticos de células de chuva e de nuvem, bem como o ambiente nos quais estas células estão inseridas;
- ii. Avaliar o papel das variáveis ambientais na determinação das características físicas e cinemáticas das células de chuva e de nuvem;
- iii. Avaliar as características cinemáticas de células de chuva em diferentes regiões do Brasil e determinar as características ambientais mais importantes na determinação do movimento das células;
- iv. Propor uma nova parametrização para a previsão imediata do movimento de células de chuva, em diferentes regiões do Brasil;
- v. Avaliar e comparar a nova parametrização com outras metodologias presentes na literatura.

1.3 Estrutura Deste Documento

O presente trabalho é dividido em seis capítulos, uma breve descrição do conteúdo de cada um é apresentada a seguir.

Capítulo 2: Aborda a revisão bibliográfica, onde uma descrição histórica das principais técnicas de previsão imediata é apresentada. Além disso, as principais características físicas e cinemáticas de SC também são apresentadas.

Capítulo 3: Apresenta, primeiramente, os dados e a região de estudo seguido da metodologia utilizada para atingir os objetivos propostos.

Capítulo 4: É o primeiro capítulo a apresentar resultados. Analisa as características físicas e cinemáticas das células de chuva e de nuvem e sua relação com as características ambientais.

Capítulo 5: Avalia as características cinemáticas de células de chuva em dife-

rentes regiões do Brasil e apresenta a proposta de uma nova parametrização para a previsão imediata do movimento de célula de chuva. Além de apresentar uma avaliação desta nova parametrização e uma comparação com outras metodologias.

Capítulo 6: Conclusões gerais e sugestões de trabalhos futuros.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Previsão de Tempo de Curtíssimo Prazo (*Nowcasting*)

As principais ferramentas para a detecção de tempestades convectivas são radar meteorológico, detectores de raios e imagens de satélite (WILSON et al., 1998). No entanto, técnicas tradicionais de *nowcasting* são baseadas em grande parte nas observações de radar, principalmente devido sua capacidade de fornecer observações tridimensionais em alta resolução da atmosfera na escala convectiva (SUN et al., 2014). O conceito de extrapolação de ecos de radar foi proposto por Ligda (1953) e serviu de base para o desenvolvimento de várias metodologias voltadas a previsão do deslocamento de células de chuva durante as décadas de 60 e 70 (WILSON et al., 1998; FOX; WILSON, 2005) e que são utilizadas até os dias atuais. A técnica de extrapolação estima os ecos de radar através de consecutivas imagens, assumindo que a intensidade da precipitação não varia com o tempo, de modo que com a extrapolação dos ecos no espaço-tempo é possível obter uma estimativa da futura posição dos ecos (OTSUKA et al., 2016).

Embora o conceito de extrapolação de imagens de radar tenha sido apresentado no início da década de 50, foi somente durante a década de 60 que seu conceito foi utilizado sobre computadores. O primeiro sistema de *nowcasting* operacional automático foi implementado em 1977 no Centro de Serviço e Previsão de Ambiente Atmosférico em Quebec, Canadá (WILSON, 2003). A utilização de computadores para extrapolar imagens de radar durante a década de 1960 contribuíram para o desenvolvimento das principais metodologias de extrapolação que são utilizadas até hoje. Noel e Fleisher (1960) e Hilst e Russo (1960) foram os primeiros a usar computadores para obter o movimento do eco. Eles correlacionaram duas imagens de radar em diferentes tempos e usaram o valor da localização da máxima correlação cruzada como melhor estimativa do padrão de movimento médio do eco. O campo de eco foi então extrapolado com este vetor sem considerar mudanças na intensidade do eco (WILSON et al., 1998).

A análise do campo de refletividade por correlação cruzada foi uma das primeiras técnicas de rastreamento desenvolvidas. Esta técnica permite determinar o movimento geral de todo o campo de refletividade em tempestades ou conjunto de tempestades isoladas ou em células inseridas dentro de um sistema de tempestade. O método utiliza dados de refletividade 2D para calcular o campo do vetor movimento que pode ser utilizado para estimar o movimento de tempestades. A principal vantagem do método é fornecer informações acuradas sobre a veloci-

dade e direção dos ecos, podendo ser utilizada tanto em eventos de precipitação estratiforme quanto convectiva. A deficiência do método está na incapacidade de identificar e rastrear tempestades individuais (JOHNSON et al., 1998; HAN et al., 2009).

Após a técnica de correlação cruzada surgiram os algoritmos que utilizam o centroide das células de chuva para realizar a identificação e o rastreamento destas células. Este método primeiro identifica células de tempestades individuais isoladas no interior de dados volumétricos de radar e tenta combinar as tempestades através de consecutivos dados volumétricos de radar seguido pela previsão da posição baseado no centroide da tempestade identificada. A vantagem deste método está na eficiência em rastrear células de tempestades individuais isoladas fornecendo informações sobre as características das células. Como o método do centroide utiliza limiares para distinguir tempestades convectivas individuais, sua utilização no *nowcasting* de precipitação estratiforme não é apropriada (JOHNSON et al., 1998; HAN et al., 2009).

As metodologias baseadas na correlação cruzada e no centroide das células serviram de base para o desenvolvimento de algoritmos mais complexos e que continuam presentes atualmente. Dentre eles está o algoritmo *Storm Cell Identification and Tracking* (SCIT) que foi desenvolvido para identificar, caracterizar, rastrear e prever o movimento de células de tempestades em três dimensões (JOE et al., 2004). Seu desenvolvimento foi motivado pelo fraco desempenho dos algoritmos da série *Weather Surveillance Radar - 1988 Doppler* (WSR-88D) (CRUM; ALBERTY, 1993; JOHNSON et al., 1998), que foram apresentados por Bjerkaas e Forsyth (1979) e foram utilizados na rede de radares dos Estados Unidos *Next Generation Radar* (NEXRAD) para visualizar o movimento dos ecos (JOHNSON et al., 1998; WILSON et al., 1998).

O algoritmo SCIT inicialmente utiliza limiares menores que 30 dBZ para identificar as células de tempestades, posteriormente utiliza múltiplos limiares de refletividade (30, 35, 40, 45, 50, 55, e 60 dBZ) para identificar células mais intensas. É capaz de isolar tempestades adjacentes inseridos em aglomerados de tempestades (HAN et al., 2009). Dentre os resultados do processamento do SCIT estão *Vertically Integrated Liquid* (VIL) baseado nas células, base e topo das células, refletividade máxima, altura da refletividade máxima, velocidade e direção de células (JOE et al., 2004).

Dixon e Wiener (1993) apresentaram o algoritmo *Thunderstorm Identification*,

Tracking, Analysis and Nowcasting (TITAN) que é um sistema de rastreamento baseado em objetos que identifica áreas de precipitação que são definidas por limiares (SUN et al., 2014). Possui rotinas que lidam com situações de fusão e separação de tempestades, um robusto sistema de análise e rastreamento de células, em tempo real, que tem a capacidade de mostrar o crescimento ou dissipação das células detectadas, baseadas na tendência de seu histórico (WILSON et al., 1998). Houve muitas atualizações no sistema TITAN que hoje incorpora a capacidade de lidar com dados de um grande número de radares, bem como suporte a imagens de satélite, sensor de descargas atmosféricas, observações de superfície e modelos numéricos (HAN et al., 2009). O TITAN é utilizado operacionalmente em vários serviços de meteorologia, dentre eles estão o Serviço Australiano de Meteorologia e o Serviço de tempo Sul-Africano (ROSSI et al., 2015). Uma nova versão do algoritmo TITAN conhecida como *Enhanced TITAN* (ETITAN) foi apresentada por Han et al. (2009), na qual o algoritmo TREC é utilizado para aprimorar o campo de movimento das células. Outra melhoria apresentada no ETITAN está na utilização de múltiplos limiares para identificação de células, que permite ao algoritmo lidar melhor com tempestades isoladas inseridas em aglomerados de tempestades e lidar melhor com situações de falsa fusão de tempestades.

Enquanto SCIT e TITAN representam os principais algoritmos baseados no centroide dos ecos de radar, o algoritmo *Tracking Radar Echo by Correlation* (TREC) utiliza correlação cruzada para detectar o movimento do campo de eco de radar (LIANG et al., 2010). O algoritmo TREC foi desenvolvido para obter informação quantitativa e qualitativa sobre o campo de movimento tridimensional no interior de tempestades, através da correlação da matriz de refletividade de dados de radar de um tempo ou elevação para outro (RINEHART; GARVEY, 1978).

No entanto, os vetores obtidos com o TREC frequentemente apresentam incoerências ou ruídos associados a ecos de terreno, regiões de bloqueio ou falhas ao rastrear padrões de ecos do radar. Métodos sofisticados para remover ecos de terreno funcionam parcialmente uma vez que os ecos associados a influência do terreno tendem a ser substituídos por buracos sem informação ou por ecos interpolados discrepantes dos padrões de precipitação. Os buracos sem ecos são considerados pelo algoritmo TREC assumindo baixos valores de refletividade (-90 dBZ). O que pode induzir o algoritmo a fornecer vetores com velocidade zero, uma vez que grandes gradientes na refletividade dos campos têm forte influência na correlação entre as matrizes. Já regiões de bloqueio em

regiões de montanha reduz a detecção de precipitação. Falhas no rastreamento de ecos de radar obtidos com o TREC podem surgir de rápidas mudanças morfológicas ou aleatórias nos padrões do radar (LI et al., 1995).

Uma extensão do algoritmo TREC foi apresentada por Li et al. (1995) com o objetivo de obter o movimento, crescimento e decaimento de ecos de radar. Esse novo algoritmo chama-se *Continuity of TREC Vectors* (COTREC) e utiliza a equação da continuidade para minimizar o efeito de vetores espúrios obtidos com o algoritmo TREC, associados a ecos de terreno, regiões de bloqueio e rápidas mudanças morfológicas nos ecos de radar (PIERCE et al., 2012). O COTREC pode prever padrões e crescimentos de ecos em precipitação orográfica e em tempestades convectivas para até 20 minutos (LI et al., 1995).

Durante os jogos olímpicos de Sidney na Austrália no ano 2000 e em Pequim na China no ano de 2008, foram realizados os projetos de demonstração de previsão *Sydney 2000 Forecast Demonstration Project* (S2OFP) e o *Beijing 2008 Forecast Demonstration Project* (B2OFP), respectivamente. Que procurou demonstrar tanto a eficácia quanto a eficiência de algoritmos na detecção automática de tempo severo (EBERT et al., 2004; WILSON et al., 2010). Como resultado, foram observadas melhorias na acurácia do *nowcasting*, observada entre os anos 2000 e 2008, no entanto, nenhum dos algoritmos utilizados durante os jogos olímpicos de Pequim, forneceu um consistente nível de acurácia a ponto de permitir a difusão da previsão sem a interferência humana. Por outro lado, a utilização de algoritmos juntamente com a análise realizada por meteorologista, através de dados observacionais de alta resolução, contribuiu para a geração de previsões com nível de precisão superior ao obtido pelos sistemas automáticos. Algumas vezes, a baixa acurácia no *nowcasting* de 1 hora ou menos, deve-se a iniciações, crescimentos e decaimentos dos sistemas durante seu ciclo de vida. No entanto, a acurácia do *nowcasting* para o período de 0 a 3 horas, através de técnicas de extrapolação, é melhor que a observada em modelos numéricos (sem assimilação de dados de radar) (JOE et al., 2004; WILSON et al., 2010; PIERCE et al., 2012).

Segundo Wilson et al. (2010), o aperfeiçoamento do *nowcasting* dependerá de avanços no aperfeiçoamento do conhecimento de processos que ocorrem em micro e mesoescala, na observação do vento na camada limite em alta resolução e do aperfeiçoamento de modelos numéricos de previsão de tempo para escalas espaciais e temporais próprias de *nowcasting*. Para Wilson et al.

(2010), as imprecisões dos modelos numéricos em lidar com a localização da iniciação da precipitação, bem como os erros observados em sua evolução, são devidas a fatores como: a) falta da assimilação de alta resolução de campos de precipitação, vento e estabilidade atmosférica. b) Dificuldades em lidar com dados de diferentes distribuições, isto é, entre dados relativamente esparsos obtidos por radiossondagens e estações de superfície e dados comumente mais densos como radar. c) Imprecisão na previsão da convecção gerada por fluxos oriundos da própria tempestade. d) Parametrizações de processos microfísicos e convectivos. e) Dificuldades em lidar com processos na camada limite planetária, especialmente em terreno complexo.

2.1.1 Algoritmo ForTraCC

O algoritmo *Forecast and Tracking the Evolution of Active Cloud Clusters* (ForTraCC) foi proposto por Vila et al. (2008) e permite o rastreamento de SC, através do uso, como base de dados, de imagens de satélite do canal infravermelho e da temperatura de brilho do topo de nuvens (TB). O algoritmo é baseado no trabalho de Machado e Laurent (2004), que observaram a expansão inicial da área em sistemas convectivos (SC) tropicais, bem como os campos de divergência do vento em altos níveis e verificaram que a expansão média da área no estágio inicial de SC varia quase exponencialmente com o tempo de vida desenvolvido por ele. O que permite estimar o tempo de vida do sistema através da expansão inicial de sua área. Isto é possível, porque o crescimento dos SC está relacionado com os fortes processos de condensação e de fluxos verticais de massa no seu interior.

Assim, no estágio inicial dos sistemas, o aumento de sua área se deve aos processos de condensação e em seguida, no estágio de maturação, é observado o aumento na divergência dos ventos em altos níveis. Desta forma, a divergência do vento, observada em altos níveis, corresponde a uma assinatura do fluxo vertical de massa no interior do sistema. No entanto, esta relação se ajusta bem com sistemas que apresentam uma duração de até 8 horas. Para os SC com tempo de vida superior a 8 horas essa relação falha, provavelmente devido à influência de forçantes de grande escala no desenvolvimento do SC.

Os principais módulos do algoritmo ForTraCC são:

- a. Um método de detecção de aglomerados de nuvens ("*cloud clusters*") baseado em limiares de tamanho e temperatura de brilho do topo das nuvens.
- b. Um módulo estatístico para identificar parâmetros morfológicos e radiativos de cada SC.
- c. Uma técnica de rastreamento, baseada na área de superposição entre sucessivas imagens, que permite a construção das trajetórias dos sistemas ao longo de seu ciclo de vida.
- d. Um módulo de previsão baseado na evolução dos SC em relação a um tempo anterior.

Através dos módulos descritos acima, o ForTraCC acompanha os sistemas desde sua iniciação até a sua dissipação, considerando todas as fusões e divisões sofridas pelos sistemas ao longo do seu ciclo de vida. Como resultado, o ForTraCC obtém a evolução temporal das características físicas e morfológicas apresentadas pelos SC.

2.1.2 Identificação de Sistemas Convectivos pelo ForTraCC

Segundo Machado et al. (1998), um SC é composto por diversos tipos de nuvens que variam de acordo com a fase do ciclo de vida. Como a convecção profunda associada aos SC penetra na alta troposfera, o primeiro passo para sua detecção é identificar todas as nuvens que tem topos acima de 6 - 9 km (meio da troposfera), isto é, uma nuvem é definida como um SC somente se em um determinado estágio do seu ciclo de vida ela contém convecção profunda ativa. O segundo passo para a detecção de um SC é definir a presença de nuvens associadas à atividade convectiva através de limiares de TB, ou seja, além de identificar topos de nuvens altas deve-se detectar a presença de convecção profunda ativa.

Para detectar nuvens associadas à convecção em diferentes regiões da América do Sul, o limiar de TB de 235 K mostrou melhores resultados e por isso é utilizado pelo ForTraCC. Além disso, o ForTraCC também detecta as

células convectivas (CC) imersas nos SC, utilizando um segundo limiar de TB de 210 K. O segundo limiar visa detectar aqueles sistemas que em alguma etapa do seu ciclo de vida, contiveram núcleos de convecção profunda com maior atividade convectiva, que são de grande interesse para a previsão de curto prazo (CARVALHO; JONES, 2001; LAURENT et al., 2002; MACHADO; LAURENT, 2004; VILA et al., 2008).

Além dos limiares de TB, um limiar de tamanho mínimo também é utilizado. Diversos autores propuseram diferentes limiares de tamanho de SC. Um limiar de tamanho de 150 pixels ($\sim 2.400 \text{ km}^2$, considerando uma imagem com resolução de 4 km por 4 km, no seu ponto subsatélite) é obtido considerando a hipótese conservativa de mínima superposição da área de 25% para duas imagens consecutivas, no intervalo de tempo de 30 minutos e considerando SC com excentricidade de aproximadamente 0,5 (MADDOX, 1980; MOREL; SENESI, 2002; VILA et al., 2008).

Uma nova versão do algoritmo ForTraCC que utiliza imagens de radar, como base de dados, foi apresentada por Queiroz (2008) e permite a identificação e o rastreamento de células de chuva, além de fornecer informações sobre as características apresentadas pelas células, como velocidade e direção de deslocamento, latitude e longitude do centroide, refletividade máxima e média, excentricidade e duração do ciclo de vida.

2.2 Sistemas Convectivos - Aspectos Gerais

O rastreamento do centroide de tempestades fornece uma impressão de que tempestades são objetos quando, na verdade, representam um processo que é fortemente afetado por parcelas ascendentes e descendentes, associadas ao crescimento e decaimento da tempestade, respectivamente. Portanto, tempestades mudam continuamente devido esses processos e não podem ser consideradas como objetos sólidos (ZEITLER; BUNKERS, 2005). A seguir, uma revisão dos aspectos gerais associados à SC é apresentada, com o objetivo de prover informações sobre os processos associados a sistemas atmosféricos organizados, suas principais características e sua interação com o ambiente. Posteriormente serão abordados os principais processos associados ao movimento de nuvens, bem como as principais características ambientais que definem o movimento dos sistemas.

Os SC de Mesoescala, geralmente referidos como SCM, são aglomerados de nuvens cumulonimbus que frequentemente produzem granizo, vendavais, tornados e intensa precipitação, fazendo com que sejam responsáveis por uma grande parcela da precipitação registrada em várias partes do globo, bem como por muitos prejuízos associados à sua ocorrência. Os movimentos verticais convectivos, transportam umidade e calor para altos níveis da atmosfera e por isso desempenham um importante papel tanto na energética como na circulação atmosférica global. Diferentemente do que ocorre com uma nuvem isolada, que tem um tempo de vida de aproximadamente 20 minutos, os SC apresentam comumente uma duração de 6 a 12 horas, além de uma região de precipitação de aproximadamente 100 km (HOUZE, 2004), constituindo assim, formações meteorológicas nas escalas Meso- β e Meso- α (Tabela 2.1) de acordo com a classificação de proposta por Orlanski (1975).

Com relação à precipitação associada aos SC, é possível distinguir duas regiões com regimes distintos. Próximo a região de formação de novas células observa-se precipitação do tipo convectiva, enquanto próximo as células mais antigas e que estão em processo de dissipação é observado precipitação do tipo estratiforme. Como a formação de um sistema de nuvens cumulonimbus contribui para o aparecimento de fenômenos adicionais, a dinâmica associada aos SC é mais complexa que a observada em nuvens cumulonimbus individuais (COTTON; ANTHES, 1989; HOUZE et al., 1989; PARKER; JOHNSON, 2000; HOUZE, 2004).

Uma vez que atuação de SC implica na presença de nuvens de convecção profunda, com topos acima de 6 - 9 km e algumas vezes na presença de *overshooting*, onde o topo das nuvens adentra a tropopausa, a utilização de imagens de satélite do canal 4 (infravermelho termal) é útil tanto para detectar SC como para acompanhar a evolução das principais características apresentadas pelo sistema. No entanto, essas características são fortemente influenciadas pelos limiares de temperatura de brilho adotados para detecção do sistema. Como nuvens de convecção profunda atingem altos níveis na atmosfera, nuvens com topos mais elevados sugerem temperatura de brilho menor. O limiar de 245K detecta satisfatoriamente a presença de SC, no entanto limiares menores podem ser adotados dependendo da parte do SC a ser estudada, da região de estudo ou da metodologia utilizada (JIRAK et al., 2003; SAKAMOTO, 2009).

Diferenças regionais, principalmente no que se refere ao conteúdo de calor e umidade suprido para atmosfera, tendem a influenciar tanto o desenvolvimento

quanto as características apresentadas por SC. Por isso, sistemas continentais e oceânicos, bem como tropicais e subtropicais apresentam características próprias que permitem diferenciá-los. Sistemas continentais tropicais cobrem áreas menores e apresentam tempo de vida também menor quando comparados com sistemas subtropicais, pois as fontes de calor e umidade responsáveis por sustentar os processos convectivos estão associadas ao aquecimento diurno, o que impõe que os processos convectivos ocorram preferencialmente durante o dia. No caso dos SC subtropicais, a principal fonte de calor e umidade se deve a presença de um jato em baixos níveis (JBN) da atmosfera que transporta calor e umidade de regiões tropicais para subtropicais, contribuindo assim para a geração de processos convectivos a qualquer hora do dia e por um período de tempo maior, esses resultados foram compilados por [Salio et al. \(2007\)](#), que também verificaram que os SCM tropicais possuem forte variabilidade sazonal associada ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) enquanto SC subtropicais mostram menor variabilidade sazonal. Exceção se faz aos SC tropicais chamado de linhas de instabilidade tropicais. [Cohen et al. \(1995\)](#) descreve essas linhas de instabilidade (LI) que penetram a região Amazônica e são as principais responsáveis pela precipitação. Na região de Manaus, efeitos locais devido a presença de rios, favorece a ocorrência de circulação associada a brisas, que contribuem para determinar as características da chuva ([SANTOS et al., 2014](#)).

Tabela 2.1 - Divisões da Mesoescala

Escala	Dimensão Horizontal (km)	Duração	Fenômenos Associados
Meso γ	2–20	1 hora	Tempestade Local, Turbulência de Céu Claro
Meso β	20–200	1 hora – 1 dia	JBN, Tempestades ou Circulações Locais
Meso α	200–2000	1 – 7 dias	Frentes Furacões

Fonte: Produção do autor de acordo com a classificação de [Orlanski \(1975\)](#).

Considerando a região convectiva e estratiforme de SC, o tamanho máximo depende do balanço entre a formação de novas células de nuvens na região convectiva e a manutenção das células de nuvens na região estratiforme. Sobre regiões oceânicas tropicais, uma camada limite quente e úmida existe sobre uma extensa área, enquanto sobre o continente tropical esta região é menor devido ao forte resfriamento noturno. Assim, o oceano tropical fornece o calor e umidade para formar células de nuvens convectivas e também para sustentar células antigas na região estratiforme, por mais tempo que os sistemas observados sobre regiões continentais, isso justifica o fato dos maiores SC serem observados sobre o oceano tropical, superando em tempo de vida e tamanho, os maiores sistemas continentais (HOUZE, 2004).

2.2.1 Complexos Convectivos de Mesoescala

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), são SC que possuem como característica marcante o formato aproximadamente circular. Este tipo de sistema foi definido por Maddox (1980) utilizando limiares de temperatura de brilho para identificar e acompanhar a evolução de duas áreas distintas que representam a parte mais externa e o núcleo do CCM. Segundo a Maddox (1980), CCM possuem as seguintes características:

- a.** Cobertura de nuvens: Um CCM possui uma área A com dimensão igual ou superior a 100.000 km² e temperatura de brilho igual ou inferior a -32 °C e uma área B com dimensão igual ou superior a 50.000 km² e temperatura de brilho igual ou inferior a -52 °C.
- b.** Tempo de vida: Para ser considerado CCM os critérios de cobertura de nuvens para áreas A e B devem permanecer satisfeitos por no mínimo seis horas.
- c.** Forma e extensão horizontal: No momento que o CCM atingir sua máxima extensão, sua excentricidade deve ser igual ou superior a 0,7, o que garante o formato circular característico do CCM.
- d.** Dissipação: Ocorre quando os critérios de cobertura de nuvens para áreas A e B não são mais satisfeitos.

Os CCM ocorrem em todos os continentes com exceção da Antártida. Desenvolvem-se sobre o continente a sota-vento de cadeias de montanhas, como os Andes e Rochosas nos Estados Unidos da América (EUA). No continente Sul-Americano sua ocorrência está diretamente associada a advecção de calor e umidade de regiões tropicais para latitudes mais elevadas devida a presença de um JBN. Além disso, o acoplamento entre JBN, jato em altos níveis, o aquecimento diurno da camada limite convectiva e um cavado em 500 hPa contribuem para o desenvolvimento de processos convectivos que potencialmente podem evoluir para um CCM (LAING; FRITSCH, 1997; SAKAMOTO, 2009; SEGALIN, 2012).

2.2.2 Linhas de Instabilidade

Diferentemente do que acontece com os CCM, as Linhas de instabilidade (LI) não possuem uma definição tão restrita e engloba qualquer linha de células convectivas com diferentes escalas e diferentes processos físicos associados. O sistema observado se estende de centenas a dezenas de quilômetros e forçantes externas, como frentes frias e brisas tendem a favorecer o desenvolvimento de novas células convectivas, juntamente com piscinas frias (do inglês "*cold pool*") que são geradas pelas correntes descendentes associadas ao sistema, que contribuem para formação de novas células convectivas atuando na propagação do próprio sistema. Estes mecanismos forçam a ascensão do ar quente e úmido através da rampa decorrente da frente da brisa ou da superfície frontal. A frente de rajada (do inglês "*gust front*"), resultante das correntes descendente que surgem devido à evaporação da precipitação, bem como pelo arrasto do ar pelas gotas de chuva, constituem um mecanismo de propagação próprio ou mecanismo de autopropagação. Embora existam poucas restrições na definição de LI, alguns estudos associaram ao seu formato uma excentricidade de aproximadamente 0.2 (NEWTON, 1950; BLUESTEIN; JAIN, 1985; COTTON; ANTHES, 1989; BENDER, 2012).

Bender (2012), salienta que apesar das LI se desenvolverem tanto nos trópicos quanto em latitudes médias, existem algumas diferenças marcantes nas características observadas nos sistemas em cada região. Nos trópicos, a tropopausa localiza-se em altitudes mais elevadas o que contribui para que as células convectivas alcancem níveis mais elevados. Os processos convectivos se desenvolvem sob fraco cisalhamento, o ambiente em médios níveis tende a apresentar menos ar seco que regiões de latitudes médias, o que afeta a

geração da piscina de ar frio que são mais fracas, a velocidade desenvolvida por LI tropicais também é mais lenta que as observadas em latitudes médias. Além disso, as diferenças observadas no vento entre regiões tropicais e de latitudes médias afetam a circulação predominante das LI. Em latitudes médias as LI tendem a se propagar com a velocidade do vento em médios níveis movendo-se para leste, modulados pelos ventos de oeste. Em regiões tropicais, as LI tendem a deslocar-se para oeste, modulados pelos alísios. Outras classes de LI pode ser observadas na região Amazônica, moduladas por outras forçantes, como sistemas frontais, neste caso a direção de propagação tende a ser para o equador (NEGRÓN-JUÁREZ et al., 2010).

2.3 Movimento de Células de Chuva e de Nuvens

Segundo Zeidler e Bunkers (2005), a advecção pelo vento médio da camada de nuvens é o principal mecanismo que controla o movimento da convecção úmida profunda. No entanto, não há um consenso sobre qual seria a camada mais representativa do movimento de SC. O nível guia é o nível em que o movimento da tempestade se mostra similar ao do campo de vento em um determinado nível. Enquanto o movimento de tempestades não apresenta sensibilidade a mudanças no vento acima de 6 km, em níveis inferiores o vento médio tende a ser mais representativo, embora uma camada associada ao nível guia não tenha sido observada (WILHELMSON; KLEMP, 1978; ZEITLER; BUNKERS, 2005). Segundo Wilson e Megenhardt (1997), o vento médio da camada de 2 a 4 km apresentou os melhores resultados na previsão do movimento de células convectivas, enquanto Ramsay e Doswell (2004) indicam uma camada mais profunda, da superfície até 8 km.

Cotton e Anthes (1989) associaram o movimento de SC a existência de três mecanismos: a) Translação ou advecção, onde a tempestade segue o vento médio à medida que evolui; b) Propagação forçada, na qual a tempestade tem seu desenvolvimento atrelado a alguma forçante externa e geralmente de escala maior, como exemplo podemos citar sistemas frontais; c) Autopropagação, quando a própria dinâmica da tempestade gera os mecanismos responsáveis por sua propagação. Exemplos de mecanismos de autopropagação são as correntes descendentes e frentes de rajada que tende a desestabilizar o ambiente próximo da tempestade e a gerar novas células convectivas que sustentam a tempestade.

Frequentemente, os sistemas providos de propagação forçada têm tempo de vida

consideravelmente maior que tempestades individuais, e são apenas levemente modulados pela presença de tempestades menores. Além disso, muitos sistemas de tempestades convectivas são afetados pelos três mecanismos de translação e propagação em pelo menos algum momento de seu ciclo de vida (COTTON; ANTHES, 1989).

Os conceitos discutidos por Cotton e Anthes (1989) também foram abordados no trabalho de Corfidi et al. (1996) onde um modelo para determinar o deslocamento de Complexo Convectivos de Mesoescala (CCM) foi proposto. Esse modelo utiliza o vento médio da camada de 850 - 300 hPa para definir a translação do sistema, a componente de propagação é assumida ser igual e oposta ao jato de baixos níveis no nível de 850 hPa, que corresponde a direção em que o sistema é alimentado pela umidade advectada neste nível. Uma atualização do modelo descrito por Corfidi et al. (1996) é discutida em Corfidi (2003) e aborda o movimento de SC de forma mais ampla, considerando movimento corrente acima e corrente abaixo do campo do vento médio.

Existem inúmeras razões pela qual a previsão do movimento de tempestades apresenta erros, o ambiente termodinâmico, por exemplo, pode desenvolver um papel importante na magnitude destes erros, uma vez que a propagação de tempestades está associada ao desenvolvimento de novas células convectivas. A presença de umidade, instabilidade e de movimentos ascendentes são fundamentais para o surgimento de convecção úmida profunda (ZEITLER; BUNKERS, 2005; KIRKPATRICK et al., 2007). Portanto, embora os estudos de Brooks (1946), Byers e Braham (1949), tenham associado o movimento de tempestades ao nível guia, a hipótese do nível guia não é sempre verdadeira e desvios com relação ao vento ocorrem devido a própria evolução e decaimento do sistema (NEWTON; FANKHAUSER, 1975; HAGEN; FINKE, 1999).

2.3.1 Processos Associados a Propagação de Sistemas Convectivos

Uma característica própria de SC e que contribui para sua propagação são as piscinas frias, que se desenvolvem em baixos níveis devido o fluxo de saída de células convectivas individuais. Parcelas com flutuabilidade negativa no interior ou abaixo da convecção, que devem sua existência a fatores como sublimação, derretimento e evaporação da precipitação que cai através de ar não saturado e o arrasto da precipitação, podem potencializar o desenvolvimento da corrente descendente e a força das piscinas frias (CORFIDI, 2003). O cisalhamento do vento

em médios níveis também tende a aumentar a força das piscinas frias, principalmente quando é fraco e existe ar seco em médios níveis e abaixo da base das nuvens. O mecanismo de propagação também depende da disponibilidade de umidade e do grau de instabilidade durante o avanço da frente de rajada (ZEITLER; BUNKERS, 2005).

Correntes de densidade ou correntes de gravidade são definidas como o fluxo de ar que se move para fora de uma determinada fonte de ar denso, geralmente ao longo de um limite horizontal. Além das piscinas frias, outro exemplo de corrente de densidade são as circulações de brisas (oceano - continente). Neste caso, a corrente de densidade ocorre devido ao aquecimento diferencial entre continente e o oceano (LIU; MONCRIEFF, 1996).

Os estudos envolvendo correntes de densidade e sua interação com o ambiente utiliza um modelo de estado estacionário simples, introduzido por Benjamin (1968), onde a massa, energia e momento são conservados (LIU; MONCRIEFF, 1996). O autor também apresentou a derivação de uma equação que descreve a propagação de correntes de densidade (equação 2.1).

$$P_{Benjamin} = k \left(\frac{\Delta\theta}{\theta_0} gh \right)^{1/2} \quad (2.1)$$

Onde k é o número de Froude interno, h altura da corrente de densidade, $P_{Benjamin}$ velocidade de propagação da corrente de densidade, g aceleração da gravidade, $\Delta\theta$ desvio da temperatura potencial do seu estado básico θ_0 . Para maioria dos fenômenos atmosféricos o termo associado ao número de Froude é $k \sim 0,75$, e para LI $k \sim 1,0$. Uma vez que a teoria é baseada em idealizações como escoamento invíscido e sem fricção, é esperado que a fricção com a superfície reduza a velocidade da corrente de densidade (BENJAMIN, 1968; LIU; MONCRIEFF, 1996).

Interações entre o cisalhamento em baixos níveis e correntes de densidade iniciam famílias de cumulonimbus tanto em latitudes médias quanto nos trópicos (MONCRIEFF, 2013). Durante a década de 1970, Moncrieff e colegas estudaram a propagação de linhas de instabilidade e apresentaram modelos simples, associando o deslocamento do sistema ao campo de vento, a instabilidade atmosférica representada pela variável CAPE e ao cisalhamento vertical do vento (MONCRIEFF; GREEN, 1972; MONCRIEFF; MILLER, 1976; MONCRIEFF, 1978). Linhas de

Instabilidade são SC que possuem como característica o formato aproximadamente linear, sua sustentação e deslocamento são influenciados principalmente por frentes de rajada, resultantes do derretimento de gelo e da evaporação da precipitação, e pelo cisalhamento do vento (HOUZE, 2004).

Moncrieff e Green (1972) apresentaram um modelo bidimensional estático, no qual o sistema não altera sua forma enquanto se deslocava seguindo o campo de vento no nível do nível guia, considerado aqui como o nível em que não é observado movimento relativo do sistema em relação ao vento ambiente. Enquanto alguns estudos de casos verificaram que o nível guia foi próximo a 700 hPa (HARPER; BEIMERS, 1959), outros estudos apresentaram níveis bastante distintos. No caso abordado por Browning e Ludlam (1962) o nível guia foi encontrado na altitude de 4.8 km, em Carlson e Ludlam (1968) de 6.8 km. O que sugere a atuação do vento de diferentes níveis no deslocamento dos sistemas.

Moncrieff e Miller (1976) apresentaram um modelo ajustado ao deslocamento de LI tropicais (equação 2.2), onde os sistemas se deslocam mais rápido que o vento médio da camada em que está inserido, influenciado principalmente pelo campo de CAPE. Neste modelo a velocidade de deslocamento da LI em relação ao solo (C_{cb}) é determinada pelo CAPE e pelo vento médio da camada de *Cumulonimbus* (UM).

$$C_{cb} = UM + 0,3\sqrt{CAPE} \quad (2.2)$$

Moncrieff (1978) considerou a influência do nível guia no movimento de LI e apresentou um modelo para LI de latitudes médias no qual o movimento dos sistemas é influenciado pela relação entre o cisalhamento vertical do vento (BShear) e o campo de CAPE (equação 2.3). Segundo Moncrieff (1978), o movimento de LI pode ser caracterizado em dois regimes, o primeiro representa os sistemas que se movem seguindo o fluxo de grande escala de um determinado nível (nível guia), conhecido assim como tipo nível guia. Um segundo regime está associado aos sistemas que se movem relativo ao fluxo de grande escala em todos os níveis conhecido como tipo propagante. A diferença entre estes dois regimes está na configuração dos fluxos de entrada e saída de ar. No regime do nível guia os fluxos de entrada e saída de ar são em sentidos opostos, no tipo propagante eles são no mesmo sentido. O modelo proposto por Moncrieff (1978) para descrever o movimento apresentado pelas LI com relação ao solo, em latitudes médias é

dados por:

$$C_{cb} = |\vec{S}_t| + \left[\left(\frac{1 + \sqrt{1 + 4Ri}}{3 + \sqrt{1 + 4Ri}} \right) . BS \right] \quad (2.3)$$

Onde a velocidade de deslocamento da LI em relação ao solo (C_{cb}) é determinada pelo Número de Richardson (Ri), pelo cisalhamento vertical do vento (BS) e pelo vento do nível guia ($|\vec{S}_t|$). Os modelos de Moncrieff e colegas, apresentados durante a década de 70, focaram em algumas peculiaridades apresentadas por LI, como os sistemas evoluírem seguindo o fluxo médio da atmosfera ou de um nível específico (nível guia) e orientados de forma perpendicular ao vetor cisalhamento do vento em baixos níveis (KEENAN; CARBONE, 1992). No entanto, em muitas situações tais idealizações não se aplicam, visto que muitos sistemas apresentam diferentes graus de severidade, longevidade e organização.

O Ri relaciona informação cinemática e termodinâmica e representa uma informação útil para determinar o potencial de severidade, longevidade e organização que um sistema poderá apresentar. Enquanto o BShear representa a magnitude do vetor diferença entre o vento médio da camada 0 - 6 km e o vento médio da camada de 0 - 500 m, o CAPE representa o potencial de intensidade das correntes ascendentes, e dependendo de outros fatores ambientais, pode também servir como um indicador do fluxo de saída, produzido pela evaporação, derretimento e sublimação de hidrometeoros no interior de tempestades (WISSMEIER; GOLER, 2009; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

Rotunno et al. (1988) apresentaram o conceito conhecido como teoria RKW (Rotunno-Klemp-Weisman), que aborda a importância do cisalhamento vertical do vento e de sua interação com as piscinas frias no desenvolvimento de correntes ascendentes mais profundas, tornando mais efetivo o desenvolvimento de processos convectivos, contribuindo assim para a formação e a manutenção de LI. Uma revisão da teoria RKW apresentada por Weisman e Rotunno (2004) e também discutida por outros autores (BRYAN et al., 2006; CONIGLIO et al., 2012), reforça a importância do cisalhamento vertical do vento e piscinas frias no desenvolvimento e na manutenção dos sistemas (COTTON; ANTHES, 1989).

A influência do cisalhamento vertical do vento sobre a severidade, longevidade e organização de tempestades, se deve principalmente ao seu efeito sobre a interação entre a precipitação, bem como os fluxos de saída (correntes descen-

dentem) e as correntes ascendentes associadas aos processos convectivos. De modo que maiores valores de cisalhamento vertical do vento, tendem a reduzir os efeitos da precipitação e dos fluxos de saída das tempestades, sobre as correntes ascendentes. O que contribui com a continuidade dos processos convectivos e a manutenção de tempestades. Além disso, a interação entre o cisalhamento vertical do vento e frentes de rajada, produzidas por tempestades, favorecem o levantamento do ar e o desenvolvimento de novas células (WISSMEIER; GOLER, 2009; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Deste modo, sendo os fluxos de entrada e saída de uma tempestade, i.e., correntes ascendentes e descendentes, bem relacionados, pequenos valores de Ri (< 50) estariam associados a tempestades mais severas e de longa duração. Enquanto grandes valores de Ri (> 50) implicam que o fluxo de saída da tempestade pode sobrecarregar os fluxos de entrada e com isso deteriorar a corrente de ar ascendente, limitando o desenvolvimento de novas células e afetando assim, a manutenção da tempestade (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Base de Dados

Os dados utilizados neste trabalho foram coletados durante os experimentos de campo dos Projetos *Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud-Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement* (CHUVA) e *Green Ocean Amazon* (GoAmazon).

O Projeto CHUVA ocorreu no Brasil durante os anos de 2010 à 2015. Realizou vários experimentos de campo em regiões com padrões climáticos distintos, com o objetivo de melhorar o conhecimento sobre os processos físicos no interior das nuvens e reduzir incertezas na estimativa da precipitação. Para isso, o Projeto CHUVA focou no desenvolvimento, na evolução, no ciclo de vida e nas características microfísicas apresentadas por tempestades, nos processos da camada limite e em modelos de estimativa de precipitação e microfísica.

Durante os experimentos foram utilizados vários instrumentos dentre eles um radar doppler banda X de dupla polarização, que possui um raio de cobertura de 100 km, resolução espacial de 200 metros e temporal de 6 e 10 minutos. Características atmosféricas como pressão, temperatura e umidade foram obtidas através de radiossondagens, realizadas durante as campanhas em três diferentes sítios, formando um triângulo na área de cobertura do radar. Durante as campanhas foram realizadas 4 radiossondagens diárias. Mais informações sobre o Projeto CHUVA podem ser encontradas em [Machado et al. \(2014\)](#).

O Projeto GoAmazon ocorreu no período de janeiro de 2014 à dezembro de 2015 e desenvolveu suas atividades na região de Manaus, no Estado do Amazonas. Teve por objetivo estudar a interação da poluição de Manaus com as emissões de compostos orgânicos voláteis; Estudar a influência de emissões antropogênicas na microfísica e propriedades ópticas dos aerossóis, e nas propriedades dos núcleos de condensação de nuvens; Estudar a dinâmica das nuvens de convecção e sua associação com a vegetação; Estudar a evolução da intensidade da convecção de tempestades severas para tempestades moderadas, durante a transição da estação seca para estação chuvosa; Estudar a implicação dos aerossóis no efeito radiativo direto e em processos indiretos e aperfeiçoar as parametrizações das interações nuvem - aerossol - precipitação em modelos climáticos. Mais informações sobre o Projeto GoAmazon podem ser encontradas em [Martin et al. \(2016\)](#).

Em Manaus os Projetos CHUVA, campanha de Manaus - AM e GoAmazon contaram também com dados do radar banda S, localizado na cidade de Manaus - AM e disponibilizados pelo Serviço de Proteção da Amazônia (SIPAM) e quarto Centro Integrado de Defesa Aérea e Controle de Tráfego Aéreo (CINDACTA IV). Estes dados foram processados na *Texas A&M University* e cobrem um raio de 180 km, possuem resolução espacial de 2 km e temporal de 12 minutos. Para complementar a descrição dos sistemas que atuaram durante os experimentos realizados em Manaus, foram utilizadas imagens do canal infravermelho do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-13)*, com resolução espacial de 4 km (em seu ponto subsatélite) e temporal de 15 minutos, cobrindo todo o ano de 2014. Esses dados permitiram avaliar a evolução dos aglomerados de nuvens que atuaram sobre a região.

Todos os dados coletados durante os experimentos dos Projetos CHUVA e GoAmazon, permitiram a construção de uma base de dados, abrangendo tanto sistemas precipitantes, observados por meio dos radares bandas S e X, como também aglomerados de nuvens avaliados através do satélite GOES-13. Além disso, os parâmetros meteorológicos, que caracterizaram o contexto ambiental no qual os sistemas evoluíram, obtidos por meio de radiossondagens, também complementam o banco de dados.

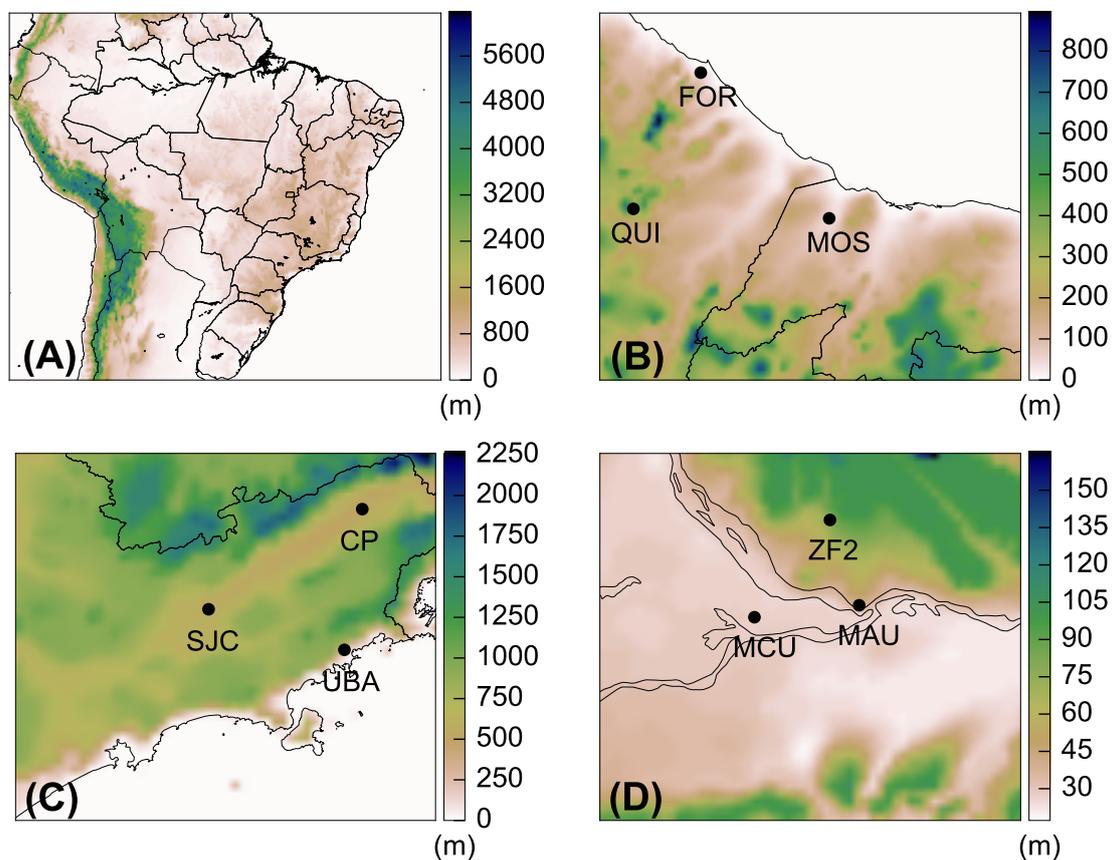
3.2 Área de Estudo

Para desenvolver as atividades propostas neste estudo, foram utilizados dados obtidos durante os experimentos realizados em Fortaleza no Ceará (região tropical - litorânea), Vale do Paraíba no estado de São Paulo (no trópico de capricórnio com variações topográficas) e Manaus, no estado do Amazonas (região equatorial).

A coleta de dados durante a campanha do Projeto CHUVA realizada em Fortaleza - CE, ocorreu durante o período de 29/03/2011 à 29/04/2011. As sondagens foram realizadas nas estações de Fortaleza (FOR), Mossoró (MOS) e Quixeramobim (QUI) (topografia e localização dos sítios são apresentadas nas figuras 3.1B e 3.2B). Os dados coletados durante a campanha do Vale do Paraíba - SP, cobrem o período de 01/12/2011 à 22/12/2011 e as sondagens foram realizadas em São José dos Campos (SJC), Cachoeira Paulista (CP) e Ubatuba (UBA) (topografia e localização dos sítios são apresentadas nas figuras 3.1C e 3.2C).

As atividades desenvolvidas em Manaus foram divididas em dois períodos de operações intensivas (IOP). O primeiro IOP ocorreu durante a estação chuvosa no período de 01/02/2014 a 31/03/2014. O segundo IOP ocorreu na estação seca, no período de 01/09/2014 a 30/10/2014. Os dois IOPs possuem disponibilidade de dados do radar banda S. As análises dos eventos utilizando dados do radar banda X cobrem o período de 20/02/2014 à 15/03/2014. As sondagens foram realizadas nas estações de Manaus (MAU), Manacapuru (MCU) e na Zona Franca 2 (ZF2) (topografia e localização dos sítios são apresentadas nas figuras 3.1D e 3.2D).

Figura 3.1 - Mapa topográfico das regiões de estudo.

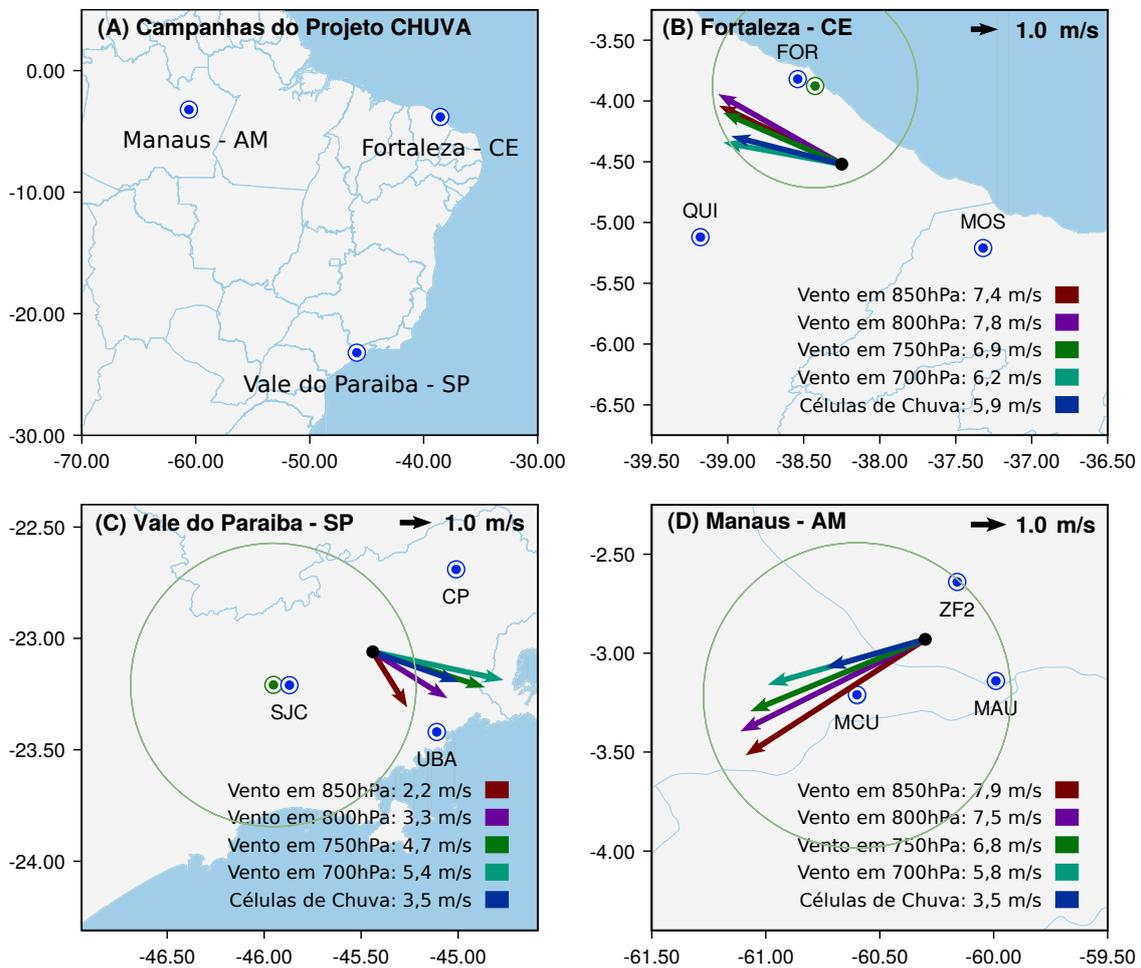


(A) Mapa topográfico do Brasil. Os mapas com a topografia das regiões em que foram realizados os experimentos do Projeto CHUVA são apresentados em: (B) Fortaleza - CE, (C) Vale do Paraíba - SP e (D) Manaus - AM. Os experimentos do Projeto GoAmazon focaram na região de Manaus, cuja topografia é apresentada na figura (D). Os dados utilizados para gerar os mapas topográficos, apresentados acima, estão descritos em [Smith e Sandwell \(1997\)](#).

Fonte: Produção do autor.

A distância média entre os sítios que realizaram as radiossondagens foi de aproximadamente 100 km. Durante todas as campanhas do Projeto CHUVA foi utilizado o mesmo radar banda X. A figura 3.2 apresenta uma descrição visual da localização de cada campanha do Projeto CHUVA e dos sítios de radiossondagem em cada campanha, cujo os dados foram utilizados neste estudo. A velocidade e direção média de células de chuva e do campo de vento em baixos níveis também compõem a figura 3.2.

Figura 3.2 - Regiões de estudo e sítios de radiossondagens.



(A) Localização das regiões que foram foco deste estudo; Regiões em que foram realizadas as radiossondagens durante as campanhas do Projeto CHUVA: (B) Fortaleza - CE; (C) Vale do Paraíba - SP; e (D) Manaus AM. O Projeto GoAmazon focou apenas na região de Manaus - AM (D). A trajetória média das células de chuva e o vento médio nos níveis de 850, 800, 750 e 700 hPa, para cada região de estudo, são apresentadas em cada figura.

Fonte: Produção do autor.

3.3 Rastreamento de Células de Chuva e de Nuvem

Para avaliar as características cinemáticas das células de chuva e de nuvem foi utilizada a técnica de previsão e acompanhamento de aglomerados de nuvens ativas, ForTraCC, proposta por Vila et al. (2008) e adaptada para rastrear células de chuva, através da utilização de dados de radar, por Queiroz (2008). Esta técnica determina os movimentos das células de chuva e de nuvem, através do acompanhamento do deslocamento dos centros de massa baseado na sobreposição das áreas das células em diferentes intervalos de tempo.

O rastreamento de células de chuva realizado com dados do radar banda X utilizou o produto CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) do nível de 2 km de altitude, que foi baseado no escaneamento dos dados volumétricos do radar. Esses dados foram pré-processados considerando correção de atenuação de polarização horizontal (ZH) através do algoritmo proposto por Testud et al. (2000). Que utiliza restrições do perfil refletividade ZH pela fase diferencial (PhiDP) para compensar a atenuação em ZH quando o pulso de radar se propaga através da chuva.

Para as análises realizadas em Fortaleza - CE e Vale do Paraíba - SP, as células de chuva foram rastreadas somente com radar banda X. No entanto, o rastreamento das células de chuva realizado em Manaus - AM, contou com dados provenientes de dois radares (bandas S e X). Como estes radares possuem características distintas, no que se refere a observação de sistemas precipitantes, devido suas resoluções espaciais e temporais, que são diferentes entre si. Foram utilizadas metodologias adequadas a cada conjunto de dados de radar, visando obter a maior qualidade possível nas informações sobre o movimento das células de chuva.

Para o rastreamento das células de chuva pelo ForTraCC, utilizando dados do radar banda X, foi definido célula de chuva como sendo uma região com área maior ou igual a 75 pixels (correspondente a um raio efetivo de aproximadamente 1 km), apresentando valores iguais ou superiores a 15 dBZ. Para o rastreamento utilizando dados do radar banda S de Manaus, as células de chuva foram definidas com os limiares de refletividade e tamanho de 30 dBZ e 10 pixels, respectivamente.

O processo de identificação das células de nuvem pelo ForTraCC, utiliza imagens de satélite do canal infravermelho e é baseado em limiares de tamanho

e temperatura. Neste estudo, definiu-se célula de nuvem como sendo uma região com área maior ou igual a 90 pixels, apresentando temperatura de brilho inferiores a 235 K (limiar utilizado para identificar os SC) e 210 K (para identificar as células convectivas imersas no SC), conforme descrito em Vila et al. (2008).

3.4 Controle de Qualidade das Trajetórias das Células de Chuva e de Nuvem

As informações sobre a trajetória das células de chuva obtidas com a técnica ForTraCC, passaram por um controle de qualidade para filtrar valores anômalos. Geralmente associados a influência de fatores como eco de terreno, grandes mudanças no tamanho das células, bem como situações de fusão e separação de células com diferentes tamanhos.

O controle e/ou indicador de qualidade dos dados, consistiu na utilização do algoritmo desenvolvido por Holmlund (1998) e também discutida por Holmlund et al. (2001), e originalmente objetivou filtrar valores anômalos no campo de vento, obtidos através do movimento de nuvens derivadas de imagens de satélite. Este algoritmo, baseado na consistência espacial do campo do movimento, foi adaptado para filtrar células de chuva que apresentaram movimento discrepante das células vizinhas. O algoritmo utilizado para o controle de qualidade é apresentado na equação 3.1:

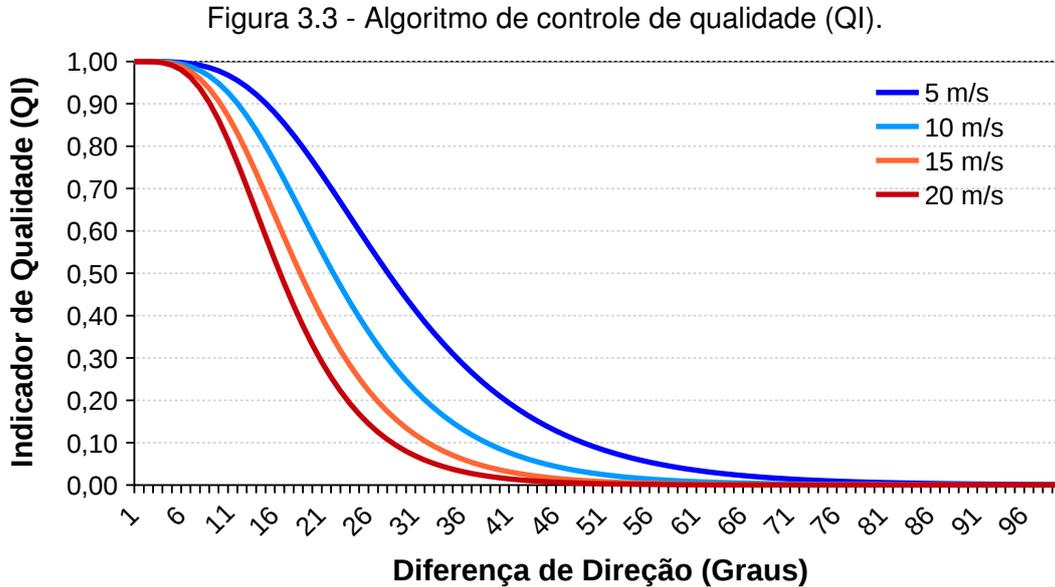
$$QI = 1 - \{\tanh [Difference / (A.e^{(-speed/B)} + C)]\}^D \quad (3.1)$$

Onde:

- **A, B, C, D:** São constantes para ajuste do algoritmo;
- **Difference:** Representa a diferença entre à direção média, seguida pelas células de chuva, e a direção da célula que está sendo analisada;
- **Speed:** Representa a velocidade média das células de chuva.

A utilização do filtro neste estudo considerou os seguintes valores de constantes: **A=20; B=10; C=10** e **D=4**. Estes valores também foram adotados por Negri e Machado (2008), e conferem ao algoritmo a capacidade de eliminar velocidades de deslocamento das células de chuva que apresentem diferenças entre os

vetores de propagação e o vetor médio, superior a 11 graus, considerando uma velocidade de propagação média das células de chuva de 15 m s^{-1} (Figura 3.3).

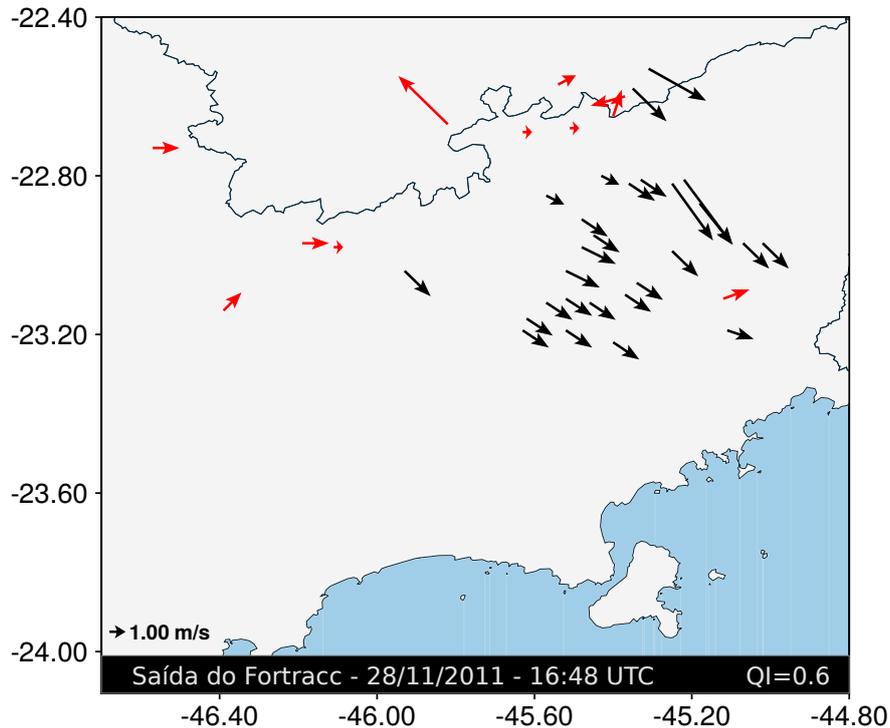


Comportamento do algoritmo de controle de qualidade (QI) para diferentes valores de velocidade de propagação de células de chuva.

Fonte: Produção do autor.

O valor do índice de qualidade (QI) definido na equação (3.1) varia entre zero (0) e um (1). O peso zero está associado a sistemas que apresentam grandes discrepâncias com relação aos demais vetores, enquanto o peso um (1) está associado a sistemas que apresentam mínimas diferenças com relação ao vetor de propagação médio. Após inspeção visual, $QI \geq 0,6$ foi selecionado como limiar para selecionar os vetores que apresentaram melhor qualidade, situações de fusão e separação de células não foram consideradas neste estudo (Figura 3.4). Tal condição se faz necessária, uma vez que situações de fusão ou separação, de células de chuva, tendem a apresentar vetores de movimento diferentes do padrão de circulação do sistema, impactando assim os resultados.

Figura 3.4 - Exemplo da aplicação do filtro do controle de qualidade.



Resultado da aplicação do filtro do controle de qualidade (equação 3.1) nos dados obtidos com imagens do radar banda X e o aplicativo ForTraCC no dia 28/11/2011 às 16:48 UTC. As setas vermelhas estão associadas a vetores que representam o movimento das células de chuva, que possuem índice de qualidade inferior a 0,6. As setas pretas representam os vetores de movimento das células de chuva com índice de qualidade igual ou superior a 0,6.

Fonte: Produção do autor.

3.5 Metodologia

Os resultados deste trabalho são apresentados e discutidos nos capítulos 4 e 5. O capítulo 4 apresenta uma análise sobre o papel de diferentes variáveis atmosféricas nos aspectos físicos e cinemáticos de células de chuva e de nuvem e visa determinar as variáveis mais influentes no movimento destas células. O capítulo 5 aborda a propagação de células de chuva e visa determinar uma parametrização, baseada nas variáveis atmosféricas avaliadas, para previsão de curto prazo do movimento de células de chuva, em diferentes regiões do Brasil. Uma breve descrição da metodologia desenvolvida em cada capítulo é apresentada a seguir.

3.5.1 PARTE 1 - Características das Células de Chuva e Nuvens e sua Propagação na Região Amazônica

Neste capítulo um amplo espectro de células de chuva e de nuvem são avaliadas, com o objetivo de determinar o papel do campo de vento, e outras variáveis atmosféricas, nos aspectos físicos e cinemáticos das células. Para isso, este estudo foca na região de Manaus como área de estudo, por esta apresentar marcante variabilidade em seu regime de chuvas (SANTOS et al., 2014; TANAKA et al., 2014).

Primeiramente é analisada a variabilidade sazonal e diurna da precipitação e da cobertura de nuvens. Para isso, são avaliadas as características físicas das células de chuva e de nuvem, dentre estas características estão a intensidade, o tamanho e o total de células observadas em cada estação e em diferentes períodos do dia. Com isso é possível caracterizar as células de chuva e de nuvem, isto é, definir os aspectos mais comuns destas células, que geralmente são observados em cada estação. Além disso, através da evolução diurna das características destas células, é possível avaliar o padrão de evolução da nebulosidade e da precipitação em Manaus, durante a estação chuvosa e seca. Em seguida, são analisadas as variações sazonais e diurnas de diferentes variáveis atmosféricas em Manaus, isto é, o contexto atmosférico no qual as células evoluíram. Isso é feito por meio da análise de diferentes variáveis atmosféricas, associadas a manutenção e desenvolvimento de processos convectivos.

Dentre as variáveis consideradas nesta análise estão a energia potencial disponível para convecção (CAPE), energia de inibição convectiva (CINE), cisalhamento vertical do vento (BShear), nível de condensação por levantamento (NCL) e água precipitável (PW). Estas variáveis foram obtidas através das radiossondagens realizadas na estação T3 em Manacapuru (Figura 3.2D). A avaliação do comportamento destas variáveis ao longo dos meses, durante o ano de 2014, permitiu determinar a variabilidade de cada variável ao longo do ano, bem como o contexto atmosférico médio em cada estação (chuvosa ou seca) e em diferentes períodos do dia. A caracterização do ambiente atmosférico em Manaus, permite aproximar as condições sob a qual células de chuva e de nuvem evoluíram, permitindo assim, inferir sobre o impacto das diferentes variáveis atmosféricas, nas características físicas das células nos diferentes regimes de precipitação da região.

Posteriormente, é avaliado de forma mais detalhada o papel do campo de vento,

bem como das demais variáveis atmosféricas, sobre as características cinemáticas das células de chuva e de nuvem. Os níveis de vento mais representativos do movimento das células de chuva e de nuvem, durante as estações chuvosa e seca, são identificados e também reavaliados sob diferentes magnitudes das variáveis selecionadas.

No final deste capítulo foi avaliado o padrão de evolução das células de chuva e de nuvem nas duas estações. Para isso, foram utilizadas imagens do satélite GOES-13 e do radar banda S, para determinar o padrão de nebulosidade e de precipitação, atuantes na região de estudo durante a ocorrência de dois casos (um observado em cada estação). As imagens do radar banda S também foram utilizadas para obter o perfil horário da refletividade e das componentes do vento, por meio da metodologia proposta por [Mapes e Lin \(2005\)](#). Embora o perfil de refletividade e o campo de vento, obtidos com os dados do radar banda S, estejam diretamente associados às células de chuva, a avaliação horária do perfil destas características permite inferir relação entre células de chuva e de nuvem, bem como, discriminar o padrão de evolução das células em cada estação.

Com os resultados deste capítulo espera-se determinar quais são os níveis de vento mais relevantes para advecção das células de chuva e de nuvem. E determinar se existem variações significativas no nível de vento mais representativo das células, com diferentes características físicas, e em diferentes estações.

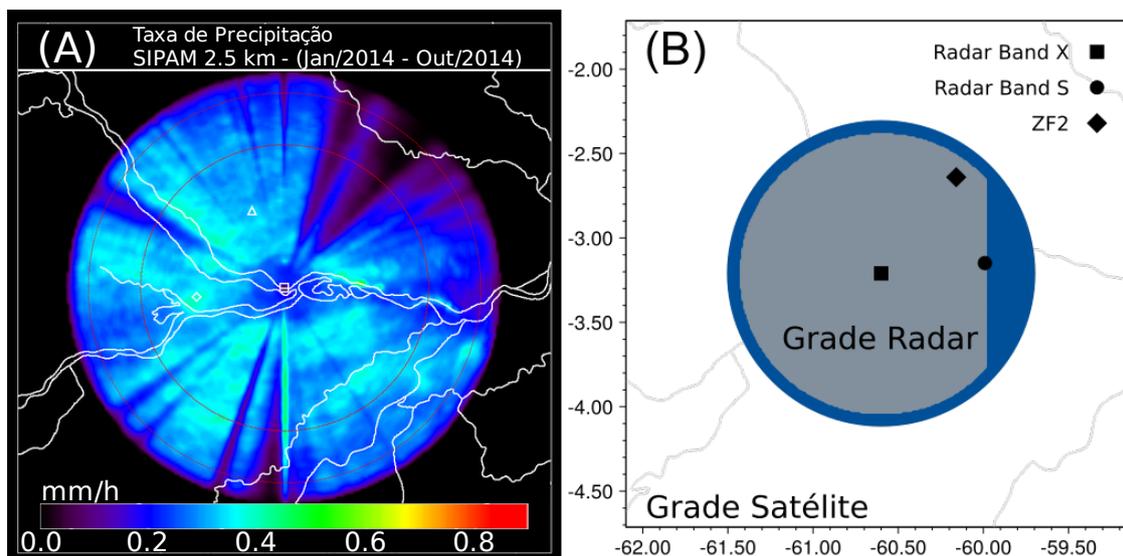
3.5.1.1 Filtro de Área

A área de estudo principal abrange a região de Manaus, coberta pelo radar banda S, no entanto, diferentes subáreas foram consideradas neste estudo de acordo com o tipo de célula a ser avaliada, isto é, células de chuva ou de nuvem. Com relação as células de chuva, não foi possível utilizar toda a área de cobertura do radar banda S, uma vez que o mesmo apresentou regiões de bloqueio que afetaram a qualidade de recepção do sinal, durante o período de estudo. A figura 3.5A apresenta um mapa com a taxa de precipitação (mm h^{-1}), registrada na região de cobertura do radar banda S, no período de janeiro a outubro de 2014, no nível de 2.5 km, onde é possível visualizar o impacto das regiões de bloqueio nos dados do radar banda S. Assim, visando assegurar a qualidade das análises, foi desenvolvido um filtro de área, para evitar a utilização de células que atuaram nas regiões de bloqueio. A figura 3.5B apresenta a área do radar banda S considerada nesta análise. Ela está localizada ao oeste da cidade de

Manaus e compreende grande parte da área coberta pelo radar banda X, situado na cidade de Manacapuru.

Com relação as células de nuvem, uma subárea maior que a utilizada para seleção das células de chuva foi utilizada, isso se deve principalmente as dimensões das células de nuvem, que são maiores que as observadas em células de chuva. A área considerada nas análises das células de nuvem corresponde a um retângulo de 3° de latitude x 3° de longitude, que cobre a área de estudo das células de chuva (figura 3.5B). O filtro de área foi utilizado no processo de seleção das trajetórias das células de chuva e de nuvem, que foram obtidas com o rastreamento feito pelo ForTraCC.

Figura 3.5 - Filtro de área para os dados do radar banda S.



A) Mapa da área de cobertura do radar banda S apresentando a taxa de precipitação média observada no período de janeiro a outubro de 2014, no nível de 2.5 km; B) O retângulo (grade maior) representa a região utilizada para selecionar os sistemas através de dados de satélite. O círculo cinza corresponde a máscara utilizada para selecionar os sistemas rastreados com o radar banda S.

Fonte: Figura A é Cortesia da *Texas A&M University*, a figura B é produção do autor.

3.5.2 PARTE 2 - Movimento de Células de Chuva: Uma Avaliação de Diferentes Modelos de Propagação

Este capítulo expande as análises iniciadas no capítulo anterior, e visa utilizar as variáveis atmosféricas, mais importantes para o desenvolvimento e manutenção das células de chuva, em uma nova parametrização geral, para previsão imediata do movimento das células de chuva.

Para isso, é avaliado novamente o nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva, no entanto, diferentemente da metodologia seguida anteriormente, este capítulo busca avaliar possíveis diferenças regionais neste nível de vento. Estas análises utilizaram as características das células de chuva, obtidas com o ForTraCC durante as campanhas do Projeto CHUVA realizadas em Fortaleza - CE, Vale do Paraíba - SP e Manaus - AM (somente durante o IOP1). As características atmosféricas consideradas nesta análise, derivam da triangulação dos dados obtidos nos três sítios de radiossondagem de cada campanha e/ou região de estudo do Projeto CHUVA, descritas anteriormente. Dentre as variáveis utilizadas neste estudo estão o campo de vento, o cisalhamento vertical do vento e o gradiente de CAPE. As regiões dos triângulos de radiossondagens, também foram utilizadas como referência para a seleção das células de chuva para análise, isto é, nesta análise considerou-se apenas os ciclos de vida das células que adentraram a região do triângulo de radiossondagem. Isto se faz necessário, uma vez que as informações do ambiente atmosférico, obtidas com o triângulo de radiossondagens, podem não influenciar células de chuva que atuam muito longe da área de radiossondagem.

Como este trabalho também foca no desenvolvimento de um modelo para descrever o movimento de células de chuva, utilizou-se também como limiar, o tempo de vida dos sistemas precipitantes. Como a população de sistemas com ciclo de vida superior a 20 minutos é reduzida para utilização nesta análise, este trabalho avaliará as previsões do deslocamento de células de chuva para até 20 minutos de previsão. Deste modo, considerando apenas os casos sem fusão ou separação, nas três campanhas do Projeto CHUVA e utilizando apenas os dados do radar banda X, foram rastreados 346 ciclos de vida de células de chuva (veja tabelas 3.1, 3.2 e 3.3).

Tabela 3.1 - Total de ciclos de vida em Fortaleza - CE sem filtro, com filtro e sem fusões e separações.

Duração (minutos)	Sem Filtro	Com Filtro	Com Filtro QI e Sem Fusões ou Separações
> 5	665	456	213
> 10	395	246	106
> 15	271	141	53
> 20	185	83	26

Tabela 3.2 - Total de ciclos de vida no Vale do Paraíba - SP sem filtro, com filtro e sem fusões e separações.

Duração (minutos)	Sem Filtro	Com Filtro	Com Filtro QI e Sem Fusões ou Separações
> 5	382	175	77
> 10	215	78	29
> 15	131	42	11
> 20	86	23	5

Tabela 3.3 - Total de ciclos de vida em Manaus - AM sem filtro, com filtro e sem fusões e separações.

Duração (minutos)	Sem Filtro	Com Filtro	Com Filtro QI e Sem Fusões ou Separações
> 5	332	155	56
> 10	161	68	17
> 15	161	68	17
> 20	103	37	9

As diferenças nos números de sistemas observados em cada região, estão associadas ao número de dias de dados disponíveis em cada região e também a área de cobertura do radar banda X e do triângulo de radiossondagem. A área aproximada do triângulo de radiossondagem no Vale do Paraíba - SP foi de aproximadamente 3000 km², em Manaus - AM 2000 km² e em Fortaleza - CE 15000 km².

Primeiramente, avaliou-se o nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva em cada região, através da mesma metodologia utilizada no capítulo anterior e considerando o vetor vento médio do triângulo de radiossondagem. Esta análise permite definir o nível de vento mais importante para o movimento das células de chuva. No entanto, embora o nível de vento mais importante para o movimento das células de chuva tenha sido determinado, ainda podem haver marcantes diferenças entre os vetores vento e movimento das células de chuva. Por isso se avaliou a advecção das células pelo campo de vento e um fator alfa foi adotado para aproximar a relação entre estes dois vetores.

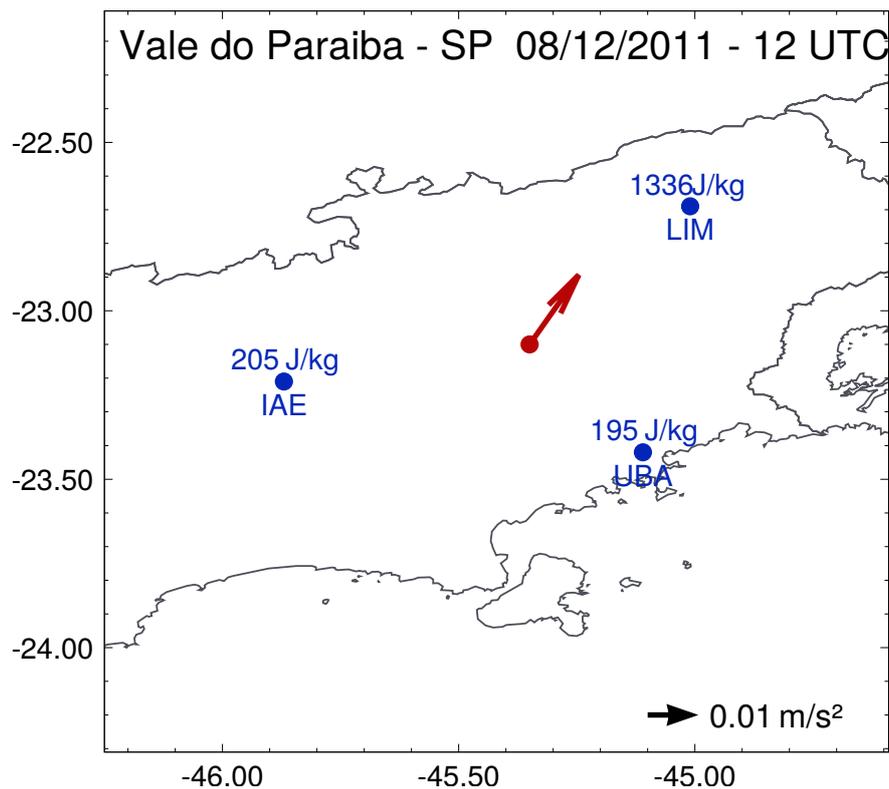
Em seguida, as análises focaram nos desvios no movimento das células de chuva em relação ao vento, que geralmente estão associados a componente de propagação e a geração de novas células. Por isso, na etapa seguinte as diferenças entre o vento mais representativo do movimento das células de chuva e o vetor movimento das células são avaliadas, com o objetivo de verificar a influência da instabilidade atmosférica nos desvios das células em relação ao vento.

Como representante do campo de instabilidade se utilizou o gradiente de CAPE, que foi obtido através da interpolação espacial do campo de CAPE, medido durante as sondagens realizadas nos três sítios em cada campanha do Projeto CHUVA. Os dados foram interpolados em uma grade regular, com uma resolução espacial de 0.01° de latitude por 0.01° de longitude. O vetor gradiente de CAPE foi obtido avaliando a variação espacial do campo de CAPE dentro da grade do triângulo de radiossondagem.

Uma amostra do vetor gradiente de CAPE, obtido através da metodologia descrita acima é apresentada na figura 3.6. O vetor gradiente de CAPE considerado neste trabalho se localiza no centro do triângulo de radiossondagem. O vetor gradiente de CAPE apontará sempre para regiões com maiores valores de CAPE, i.e., para regiões mais instáveis, permitindo assim, determinar o quão relevante é o campo de instabilidade para explicar os desvios das células de chuva em relação ao vento.

A utilização do campo de gradiente de CAPE, neste trabalho, se deve aos resultados obtidos por Teixeira (2010), durante sua análise da trajetória e circulação de sistemas precipitantes na região sul do Brasil. Este autor observou padrões de movimento que sugerem que células de chuva tendem a seguir para regiões de maior instabilidade, representadas pelo campo de gradiente de CAPE.

Figura 3.6 - Gradiente de CAPE.



Exemplo do vetor gradiente de CAPE obtido durante as sondagens realizadas no Vale do Paraíba - SP, em 08/12/2011 às 12UTC.

Fonte: Produção do autor.

Após avaliar a influência do gradiente de CAPE no movimento das células de chuva, o mesmo foi utilizado para definir uma parametrização, objetivando a previsão imediata do movimento das células. Para isso, se avaliou o impacto que diferentes magnitudes de gradiente de CAPE, no movimento das células de chuva, nas diferentes regiões em estudo. Posteriormente, definiu-se uma parametrização geral para determinar o movimento das células.

Por fim, a nova parametrização, para determinar o movimento das células de chuva, é comparada com outras metodologias clássicas propostas originalmente por [Moncrieff e Miller \(1976\)](#), [Moncrieff \(1978\)](#) e [Corfidi \(2003\)](#). Essa avaliação é feita através da previsão do movimento das células de chuva, para até 20 minutos, utilizando as diferentes metodologias e posteriormente comparando-as.

4 CARACTERÍSTICAS DAS CÉLULAS DE CHUVA E NUVENS E SUA PROPAGAÇÃO NA REGIÃO AMAZÔNICA

Muitos autores sugerem que o campo de vento é o principal modulador do movimento de sistemas atmosféricos (DOSWELL et al., 1996; COTTON; ANTHES, 1989), seja de uma camada atmosférica (MONCRIEFF; MILLER, 1976; CORFIDI et al., 1996; CORFIDI, 2003; ZEITLER; BUNKERS, 2005) ou de um nível específico (MONCRIEFF; GREEN, 1972; MONCRIEFF, 1978). No entanto, desvios entre o movimento das nuvens e o vento existem e ainda não são bem compreendidos.

Embora existam muitos estudos na literatura (COTTON; ANTHES, 1989; LAURENT et al., 2002; ZEITLER; BUNKERS, 2002; ZEITLER; BUNKERS, 2005; TUTTLE et al., 2008) que abordam o movimento de nuvens, através do uso de dados de satélite ou radar meteorológico, ainda não se conhece o papel de diferentes variáveis ambientais nas relações entre sistemas de nuvens (ou chuva) e o vento em diferentes níveis e nas relações entre o movimento de células de chuva e de nuvem. Além disso, diversos estudos encontrados na literatura limitam suas análises a determinados tipos de sistemas, geralmente a aqueles organizados (MONCRIEFF; MILLER, 1976; MONCRIEFF, 1978; CORFIDI et al., 1996; CORFIDI, 2003).

Este capítulo analisa o aspecto mais básico associado ao movimento de células de chuva e de nuvem pela advecção e o papel de diferentes parâmetros atmosféricos no movimento das células. Para isso, um amplo espectro de células de chuva e de nuvem são estudadas, para determinar suas relações com o campo de vento e com outros parâmetros atmosféricos, que definem as características físicas e cinemáticas das células. Para avaliar estas relações, foi escolhida a região de Manaus como área de estudo, por esta apresentar grande quantidade de células de chuva e marcante variabilidade sazonal, que impacta diretamente o regime de chuva da região.

Em sua parte inicial, este capítulo apresenta uma avaliação da variabilidade das características físicas das células de chuva e de nuvem. Em seguida é apresentada uma análise do comportamento das variáveis termodinâmicas, associadas ao desenvolvimento e a manutenção de processos convectivos, e seu impacto no desenvolvimento de células de chuva e de nuvem. Finalmente, é analisada a influência das características dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera sobre as características cinemáticas das células.

4.1 Variabilidade Sazonal e Diurna da Precipitação e da Nebulosidade

No que se refere as relações entre nuvem e chuva, há uma relação implícita entre os processos de desenvolvimento das nuvens e o tipo de precipitação gerada. Segundo [Tao et al. \(2010\)](#), nuvens podem ser separadas em região convectiva e estratiforme, a região convectiva está associada a intensas correntes ascendentes e intensa precipitação, enquanto a região estratiforme é separada por áreas que podem ou não desenvolver precipitação em superfície ([TAO et al., 2010](#)). Na região tropical continental, a precipitação é geralmente produzida por sistemas convectivos com uma grande composição estratiforme ([ROMATSCHKE; HOUZE, 2013](#)). Como a região de Manaus apresenta duas estações com regimes de precipitação distintos, as características da precipitação e da nebulosidade refletem essas diferenças e são moduladas por características ambientais próprias de cada estação.

A seguir será realizada a caracterização da precipitação e da nebulosidade na região de Manaus, durante a estação chuvosa e seca. Uma vez que características associadas a convecção intensa, como altos topos de nuvens e presença de convecção profunda, podem ser representados em imagens de satélite por baixos valores de temperatura de brilho (TB) no canal infravermelho ([GOYENS et al., 2012](#)), esta característica foi utilizada para avaliar a evolução da intensidade das células de nuvem ao longo do dia. No caso de células de chuva, o fator de refletividade do radar (Z) é fisicamente relacionado com a taxa de precipitação (R) ([STEINER; HOUZE, 1997](#)), por isso ele foi utilizado para representar a intensidade das células de chuva. Neste caso, a taxa de precipitação foi obtida convertendo o campo de refletividade do produto CAPPI no nível de 3 km, obtida através de radar banda S, utilizando a relação Z-R de [Marshall e Palmer \(1948\)](#), que também é discutida em [Fico et al. \(2014\)](#). Para avaliar as diferenças sazonais e a evolução diurna da precipitação e da cobertura de nuvens, na região de Manaus, foram elaboradas séries temporais para cada estação, que permitem avaliar o comportamento médio horário da intensidade das células ao longo do dia e também determinar as diferenças entre as estações.

Observando a evolução diurna da intensidade da precipitação e da nebulosidade, isto é, a taxa de precipitação (mm h^{-1}) e a temperatura de brilho no topo das nuvens (K), é possível notar uma clara diferença nas características de precipitação e de nebulosidade nas duas estações (figura 4.1). Considerando o campo de precipitação, nota-se que a maior intensidade deste campo foi observada durante o

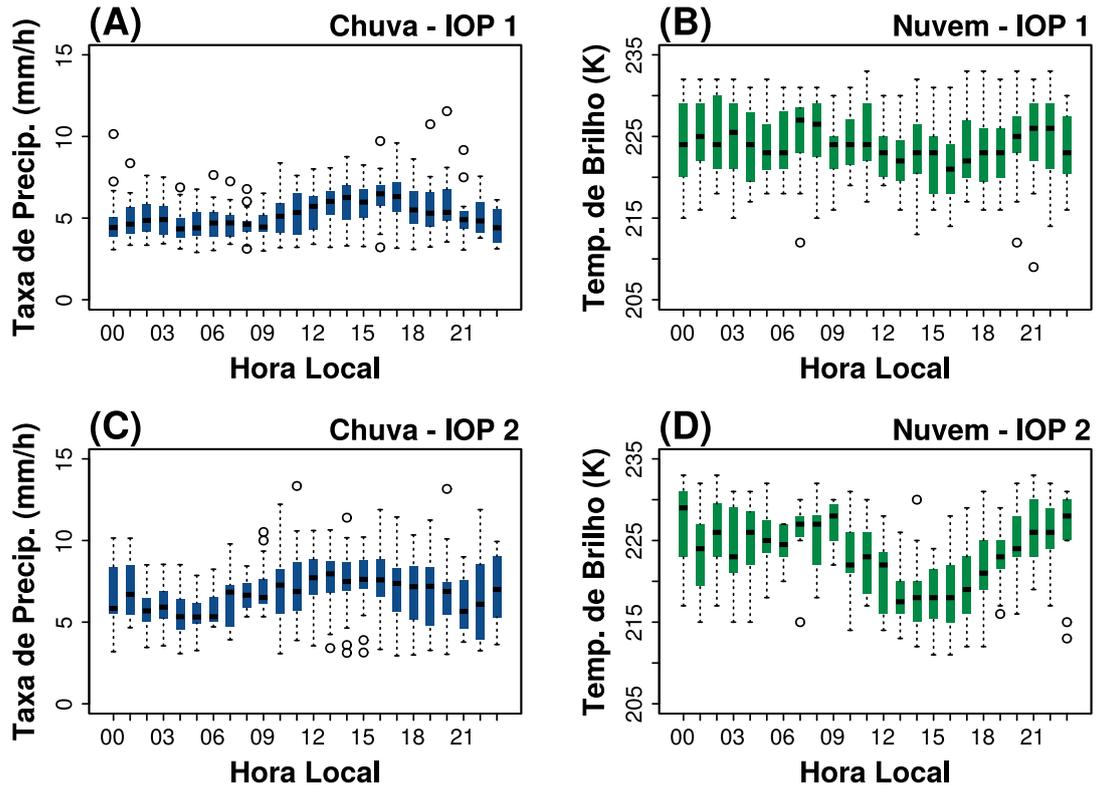
dia, com taxas de precipitação maiores que $5,0 \text{ mm h}^{-1}$ durante a estação chuvosa e maiores que $7,0 \text{ mm h}^{-1}$ na estação seca. A nebulosidade na região apresentou comportamento similar ao campo de precipitação, isto é, as nuvens mais intensas ocorreram preferencialmente durante o dia, apresentando TB menores que 225 K na estação chuvosa e menores que 220 K na estação seca. Esse padrão, no qual a intensidade da precipitação e da nebulosidade ocorrem preferencialmente durante o dia, corresponde a um sinal da influência do aquecimento diurno nos processos convectivos em ambas as estações (figura 4.1), comportamento que também é discutido por outros autores (LIMA; WILSON, 2008; ROMATSCHKE; HOUZE, 2013; COLLOW; MILLER, 2016). Durante a madrugada também se observa um pequeno sinal de aumento na precipitação, neste caso, devido a atuação de forçantes locais como efeitos de brisa associada a presença de rios (COHEN et al., 1995; RICKENBACH, 2004; TANAKA et al., 2014; SANTOS et al., 2014) ou devido a influência de sistemas frontais, que contribuí para a variabilidade da convecção sobre a região tropical da América do Sul (SIQUEIRA; MACHADO, 2004).

Além da variação diurna, a figura 4.1 evidencia que a nebulosidade e a precipitação em Manaus apresentaram marcante variação sazonal. No qual células de chuva e de nuvem se desenvolveram com maior intensidade durante a estação seca. O que demonstra que mesmo com menor conteúdo de umidade na atmosfera, células mais intensas foram observadas na região de estudo durante a estação seca. Uma possível explicação para esse comportamento pode estar associada as diferenças no conteúdo de umidade atmosférica nas duas estações. De modo que, na estação chuvosa, a maior disponibilidade de umidade na atmosfera, tende a facilitar a ocorrência de precipitação, permitindo a ocorrência de chuva mais generalizada, tipo monção (RAIA; CAVALCANTI, 2008), e, portanto, menos intensa. Diferentemente do que é observado na estação seca, onde a menor disponibilidade de umidade na atmosfera tende a limitar o desenvolvimento de processos convectivos e a formação de nuvens, o que favorece o aquecimento diurno e o aumento da instabilidade na região. Os processos que conseguem superar a inibição da convecção, desenvolvem células de forma mais isolada, embora, mais intensas.

Estes resultados estão de acordo com outros trabalhos da literatura. Segundo Li e Fu (2004) e Nunes et al. (2016), a transição entre a estação seca e chuvosa na bacia amazônica, está associada a mudança da circulação em baixos níveis e a estabilidade termodinâmica. Embora a inibição convectiva seja grande no começo do período de transição, quando os valores de CINE são superados,

eventos convectivos muito extremos podem ser observados. Conforme a estação chuvosa se aproxima, os valores de CINE diminuem e a energia potencial disponível para convecção (CAPE) aumenta, e ampla área de convecção é observada (NUNES et al., 2016).

Figura 4.1 - Precipitação e nebulosidade em Manaus.



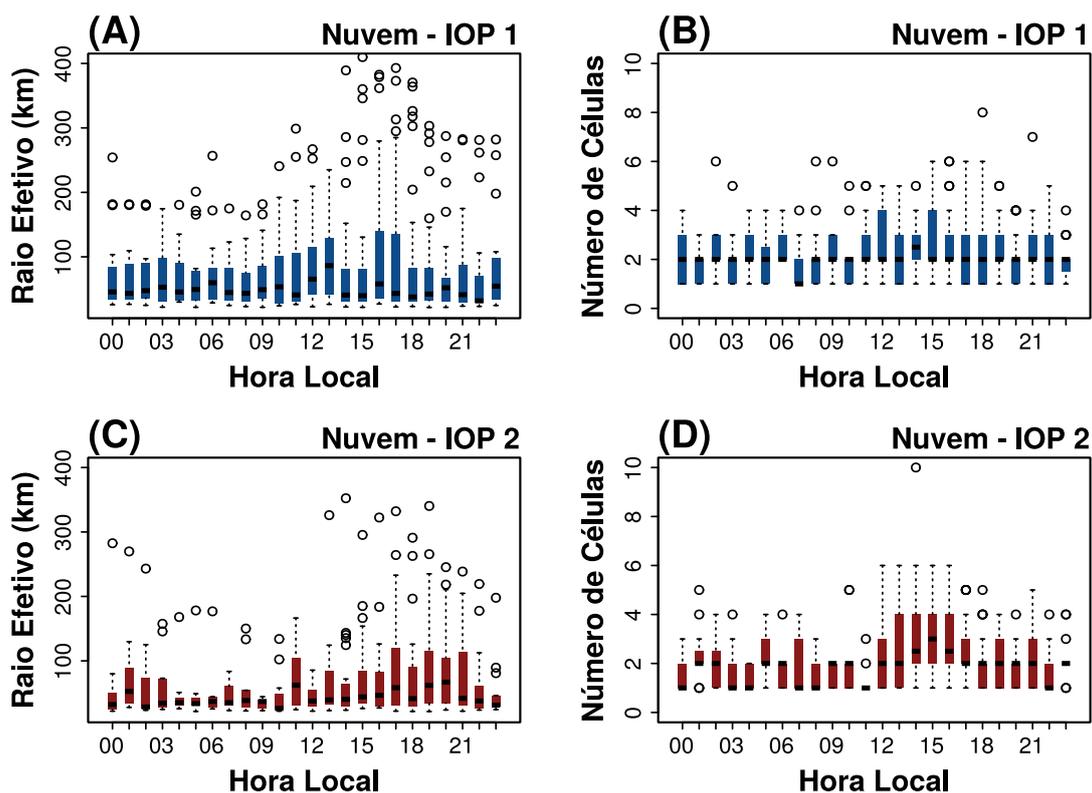
Figuras (A) e (C) apresentam a evolução diurna da taxa de precipitação de células de chuva, enquanto as figuras (B) e (D) apresentam a evolução diurna da temperatura do topo de nuvens durante a estação chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2) em Manaus, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

A seguir é apresentada uma avaliação da evolução diurna do tamanho e da quantidade de células de chuva e de nuvem, observadas na região de estudo, em cada estação. O tamanho das células, foi avaliado por meio do raio efetivo (RE), que corresponde ao raio de um círculo com a mesma área da célula considerada. A evolução diurna do RE das células de nuvem e de chuva, bem como o número de células observadas ao longo do dia, durante a estação chuvosa e seca, são apresentadas nas figuras 4.2 e 4.3, respectivamente.

Assim como observado na análise da intensidade do campo de precipitação e de nebulosidade, onde estruturas mais intensas se mostraram dependentes do aquecimento diurno, a evolução do tamanho e do número de células ao longo do dia, também se mostraram influenciadas pelo aquecimento diurno da região (figuras 4.2 e 4.3). No que se refere as células de nuvem, a maior atividade convectiva estimulada pelo aquecimento diurno, permitiu não apenas o desenvolvimento de células de nuvens maiores (figuras 4.2A e 4.2C), mas também estimulou o desenvolvimento de maior número de células no período da tarde (figuras 4.2B e 4.2D). Embora a variabilidade diurna do total de células observadas nas duas estações apresente poucas diferenças, células de nuvem que se desenvolveram durante a estação seca foram menores que as observadas durante a estação chuvosa.

Figura 4.2 - Tamanho e número de células de nuvem em Manaus.



Figuras (A) e (C) apresentam a evolução diurna do raio efetivo de células de nuvem, enquanto as figuras (B) e (D) apresentam a evolução diurna do total de células de nuvem durante a estação chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2) em Manaus, respectivamente.

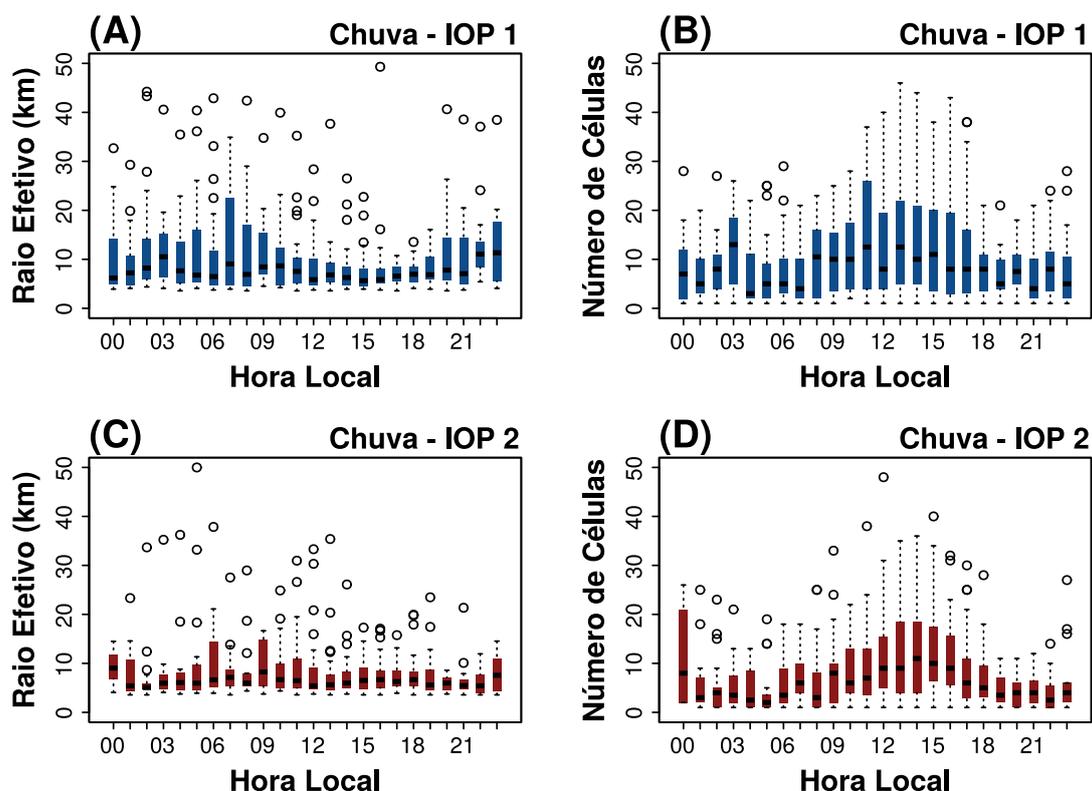
Fonte: Produção do autor.

Assim como observado com células de nuvem, células de chuva também apresentaram menor tamanho durante a estação seca (figura 4.3C). Ao analisar a evolução do número de células de chuva ao longo do dia (figuras 4.3B e 4.3D), nota-se o mesmo sinal da influência do aquecimento diurno. No entanto, diferentemente do observado com células de nuvem, células de chuva apresentaram menor tamanho e maior número de células nos períodos de maior atividade convectiva, isto é, no período da tarde (figura 4.3). Uma explicação para o fato de células de chuva apresentarem menor tamanho durante o período de maior instabilidade, está provavelmente associado a formação de chuva estratiforme no início da noite, que apresenta uma organização em maior escala. No dia seguinte, durante as primeiras horas da manhã, a cobertura de nuvens resultante da atividade convectiva do dia anterior, tende a limitar o aquecimento diurno. Atrasando assim, o início da atividade convectiva na região, que passa a ocorrer durante o período de maior aquecimento. Este comportamento é semelhante aos resultados discutidos por [Rickenbach \(2004\)](#), ao estudar SC noturnos e a variação de nuvens e chuva no sudoeste da Amazônia.

Embora esta seja uma explicação para os resultados observados é necessário considerar também que outros fatores podem atuar na região e assim influenciar os processos convectivos. Segundo [Tanaka et al. \(2014\)](#), que estudou a variabilidade diurna da precipitação na região de Manaus, processos em pequena e grande escala são importantes para precipitação na bacia amazônica. Em pequena escala, os autores observaram que a alta frequência de eventos de chuva, no período da manhã em locais próximos aos rios, parece associada ao efeito da brisa rio - continente. Na grande escala, ventos de leste trazem umidade do oceano para o continente Sul-Americano e o ciclo sazonal no transporte de umidade determina a estação chuvosa e seca na região ([TANAKA et al., 2014](#)).

De forma geral, células de chuva e de nuvem na região de Manaus, apresentam características que se mostram dependentes, tanto das variações sazonais quanto diurnas no ambiente. Variações nas características das células ao longo do dia se mostram associadas principalmente ao aquecimento diurno. Maior número de células de chuva e de nuvem são observadas durante o dia, entre às 11 h e 15 h (hora local), período em que as células também apresentam maior intensidade ($R \geq 6,0 \text{ mm h}^{-1}$; $TB < 225 \text{ K}$; aproximadamente).

Figura 4.3 - Tamanho e número de células de chuva em Manaus.



Figuras (A) e (C) apresentam a evolução diurna do raio efetivo de células de chuva, enquanto as figuras (B) e (D) apresentam a evolução diurna do total de células de chuva durante a estação chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2) em Manaus, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Nota-se, no entanto, que o tamanho associado as células de chuva e de nuvem apresentam padrões distintos. As células de nuvem apresentam o maior tamanho e maior número algumas horas mais tarde que as células de chuva. As células de chuva são menores e em maior número no começo da tarde, caracterizando o início da atividade convectiva e o momento de formação das torres de cumulonimbus. Por outro lado, as células de nuvens são maiores e em maior quantidade no final da tarde, principalmente na estação seca (IOP 2). Na estação chuvosa (IOP 1) as diferenças horárias são menos significativas. Esse atraso entre as células de chuva e de nuvens é esperado, uma vez que as nuvens são fortemente criadas pela convecção, desenvolvendo outros tipos de nuvens como as estratiformes e Cirrus. No período da noite e nas primeiras horas da manhã, nota-se um menor número de células de nuvem (2, aproximadamente) e de chuva (inferior a 10). Neste período as células também apresentaram menor intensidade (R

$< 6,0 \text{ mm h}^{-1}$; $TB \sim 225 \text{ K}$).

Características ambientais associadas ao desenvolvimento e manutenção de processos convectivos definem um fator que Houze (2004) chamou de sustentabilidade convectiva, que está associada a capacidade do ambiente em formar e manter células de nuvens convectivas, determinando assim o tamanho máximo que SC pode atingir. Considerando a região convectiva e estratiforme de SC, o tamanho máximo depende do balanço entre a formação de novas células de nuvens na região convectiva e a manutenção das células de nuvens na região estratiforme (HOUZE, 2004).

A diferença na intensidade das células de chuva e de nuvem, observadas durante as estações chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2), indica que o ambiente em ambas as estações apresenta diferentes níveis de sustentabilidade convectiva e muitos fatores podem contribuir para isso. Tanaka et al. (2014), estudou a variação diurna da precipitação na bacia Amazônica central (região de Manaus) e avaliou locais com diferentes coberturas de solo, mais especificamente, regiões urbanas e de florestas e verificou que as diferentes variações na frequência de eventos de chuva, em diferentes regiões de Manaus, se devem a um efeito associado aos diferentes níveis de umidade presentes em cada região. Portanto, a alta frequência de eventos de chuva esteve ligada ao elevado o nível de umidade atmosférica, resultante da evapotranspiração da região de floresta.

Desta forma, o conteúdo de umidade disponível se mostra importante para o desenvolvimento e manutenção de processos convectivos. Um dos motivos é o fato de que menor conteúdo de umidade atmosférica permite maior influência do entranhamento de ar seco nas correntes ascendentes, o que pode desestabilizar o desenvolvimento convectivo, injetar ar seco diretamente na camada limite através de correntes descendentes (TOMPKINS, 2001), além de promover a evaporação de gotas de nuvem (NUGENT et al., 2014). Como grande parte da umidade chega a bacia amazônica pelos ventos de leste, através da advecção de umidade do oceano atlântico, o campo de vento tem papel importante para determinar a estação chuvosa e seca (SATYAMURTY et al., 2013), e com isso, o tipo de célula de chuva e de nuvem que será observada na região.

Para melhor compreender o ambiente sob o qual os processos convectivos se desenvolvem na região de Manaus, será apresentada a seguir uma análise das variações sazonais e diurnas de variáveis ambientais vinculadas ao desenvolvi-

mento e manutenção de processos convectivos.

4.2 Variações Sazonais e Diurnas do Ambiente em Manaus

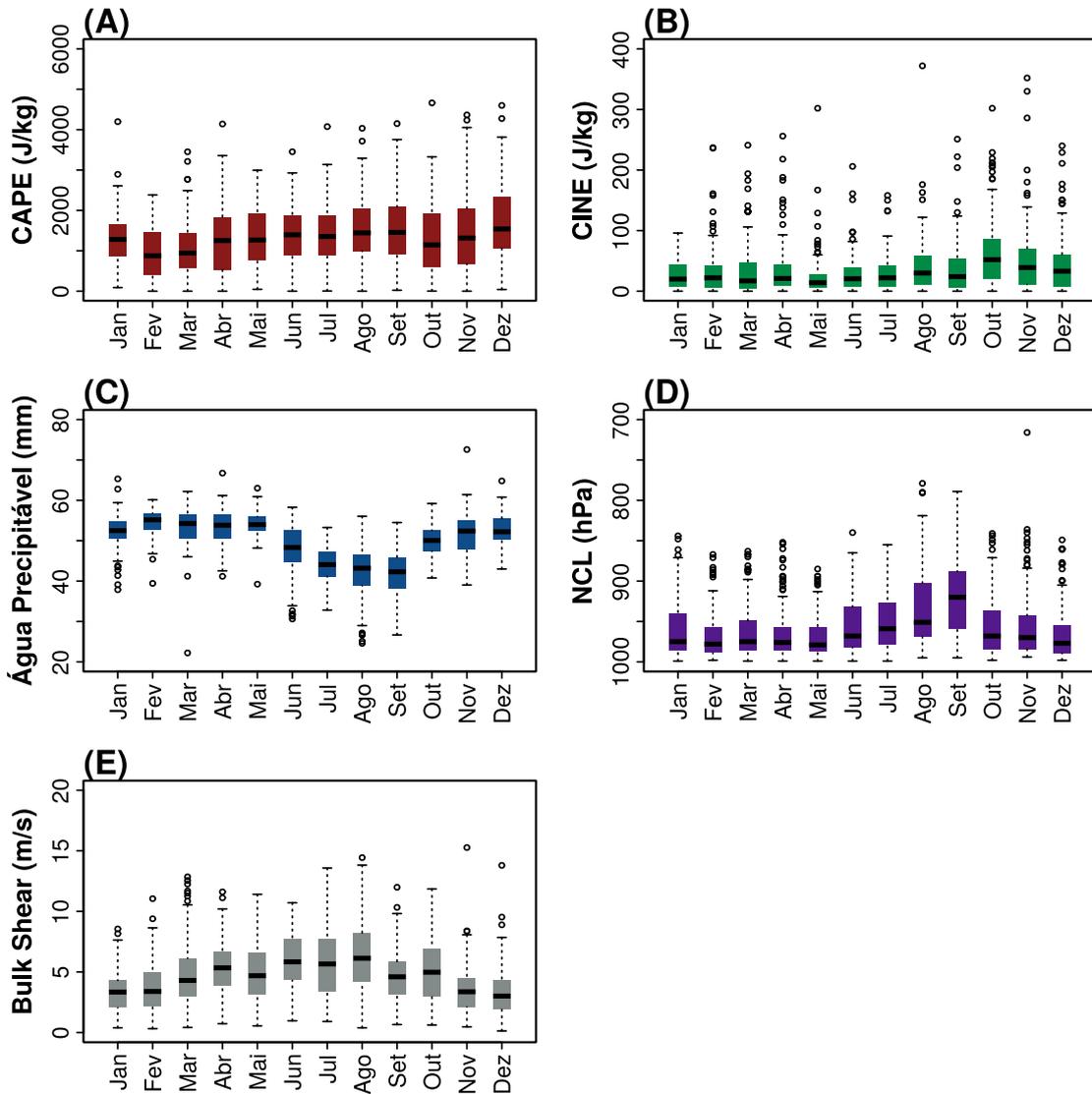
Processos convectivos na região Amazônica desenvolvem um importante papel na atmosfera global. A liberação de calor latente associada a convecção profunda é uma importante fonte de energia para circulação de grande escala (HOMEYER et al., 2014). Além disso, características como intensidade e posição da convecção são importantes para definir o tempo e clima na região (FISCH et al., 1998; NOBRE et al., 2009; SALIO et al., 2007).

Segundo Albrecht et al. (2011), durante o período de julho a setembro o sudoeste da Amazônia experimenta subsidência de grande escala, reduzindo a umidade em baixos níveis, dificultando o desenvolvimento de convecção profunda. Essas características definem a estação seca na região. Com a aproximação da estação chuvosa, a umidade atmosférica aumenta fornecendo vapor d'água para o desenvolvimento da convecção úmida e a atmosfera passa a ser condicionalmente instável. Nesta estação de transição, regiões com topografia mais elevada são propícias para superar a estabilidade em baixos níveis, favorecendo o desenvolvimento de sistemas convectivos profundos. Quando a estação chuvosa está estabelecida (dezembro a março), há vapor de água disponível e o ambiente termodinâmico é predominantemente instável e favorável a convecção úmida (ALBRECHT et al., 2011). No que se refere ao regime de precipitação, o grande território associado a Amazônia Brasileira e sua variada topografia, favorece o desenvolvimento de diferentes sistemas de tempo, que contribuem para a existência de pelo menos três sub-regiões de precipitação homogênea, associadas a sistemas como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Alta da Bolívia (AB) e Linhas de Instabilidade Costeiras (LIC) (SANTOS et al., 2015).

Para analisar o ambiente atmosférico, nos distintos regimes de precipitação da região de Manaus, foi avaliada a evolução sazonal de diversos parâmetros termodinâmicos, que estão intimamente associados ao desenvolvimento de processos convectivos. Estes parâmetros correspondem a energia potencial disponível para convecção (CAPE), energia de inibição convectiva (CINE), cisalhamento vertical do vento (BShear), água precipitável (PW) e nível de condensação por levantamento (NCL). Uma síntese do comportamento destas variáveis, em cada mês, ao longo de todo o ano de 2014 é apresentada na figura 4.4, permitindo avaliar os

valores médios e a variação de cada variável ao longo do ano. A evolução diurna destas variáveis, durante as estações chuvosa e seca, pode ser observada nas figuras 4.5 e 4.6.

Figura 4.4 - Evolução mensal das características ambientais em Manaus.



Evolução mensal dos campos de: (A) CAPE; (B) CINE; (C) PW; (D) NCL; (E) BShear. Durante o ano de 2014.

Fonte: Produção do autor.

A primeira variável a ser analisada é a CAPE, que está associada a energia potencial disponível para realizar convecção, portanto, está diretamente relacio-

nada a instabilidade atmosférica, sendo proporcional ao quadrado da velocidade vertical máxima (HOLLEY et al., 2014). De forma geral, espera-se que o aumento nos valores de CAPE aumente a intensidade das correntes ascendentes nas tempestades, o fluxo de vapor d'água, a condensação e assim a taxa de precipitação em superfície (KIRKPATRICK et al., 2011).

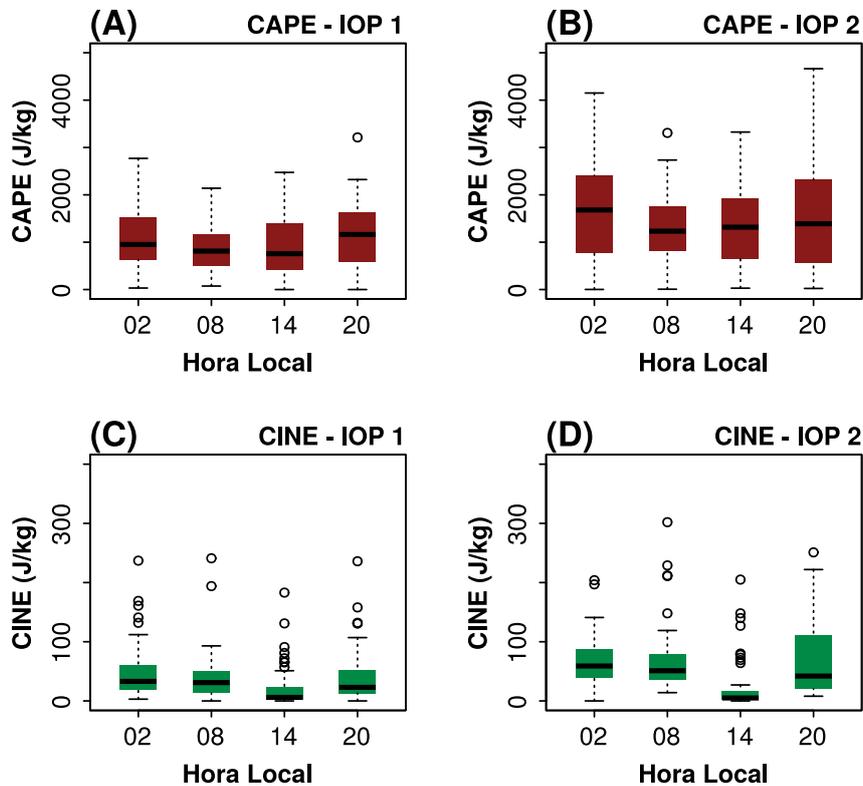
Ao longo do ano de 2014, a CAPE apresentou uma variação sazonal entre 1000 e 2000 J kg⁻¹ (figura 4.4A), com valores menores sendo observados durante a estação chuvosa (IOP 1), isto é, nos meses de fevereiro e março. Enquanto durante a estação seca (IOP 2), no mês de setembro, foram observados os maiores valores de CAPE. Analisando a evolução diurna durante às duas estações é possível observar que inicialmente a CAPE demonstra estar associada ao aquecimento diurno, de modo que maiores valores são observados a medida que o horário de máximo aquecimento se aproxima. No entanto, também é possível observar que altos valores de CAPE estão presentes durante a madrugada (2 h hora local) (figura 4.5). Os menores valores de CAPE, observados durante os meses que caracterizam a estação chuvosa, podem estar associados a maior nebulosidade e a maior frequência de precipitação que são comumente observadas nesta estação, refletindo assim a eficiência da convecção no restabelecimento de uma atmosfera mais estável. Por outro lado, a estação seca por apresentar menor nebulosidade, contribui para que a superfície seja aquecida de forma mais eficiente ao longo do dia, o que favorece maiores valores de CAPE e também maior variação durante o dia.

Diferentemente da CAPE, a CINE representa a energia de inibição convectiva, isto é, a energia que é necessária fornecer as parcelas de ar para que estas alcancem o nível de convecção livre (HOLLEY et al., 2014). Desta forma, são limitantes no processo de início da convecção. Assim, quanto menor o valor deste campo mais favorável o ambiente estará para ocorrência de processos convectivos.

De forma geral, os valores de CINE foram baixos durante todo o ano de 2014, garantindo assim, um ambiente propício ao desenvolvimento de processos convectivos. No entanto, é possível observar, na figura 4.4B, um contraste entre os valores de CINE observados durante a estação chuvosa (inferiores a 25 J kg⁻¹) e seca (aproximadamente 50 J kg⁻¹). A evolução diurna da CINE, durante as estações chuvosa e seca, pode ser observada nas figuras 4.5C e 4.5D, respectivamente. Onde é possível observar um mínimo durante o período da tarde, com

valores médios abaixo de 25 J kg^{-1} , em ambas as estações, indicando o período mais favorável para o desenvolvimento de processos convectivos.

Figura 4.5 - Evolução diurna da estabilidade atmosférica em Manaus.



Evolução diária dos campos de CAPE (A) e (B); e da CINE (C) e (D), durante a estação chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2). Durante o ano de 2014.

Fonte: Produção do autor.

Assim como as variáveis CAPE e CINE, a água precipitável apresentou marcante variação entre as estações. A água precipitável (PW) corresponde a medida de água líquida obtida se o vapor d'água de uma coluna atmosférica condensar totalmente para a superfície, esta variável apresenta uma relação positiva com a precipitação (AYLWARD; DYER, 2010).

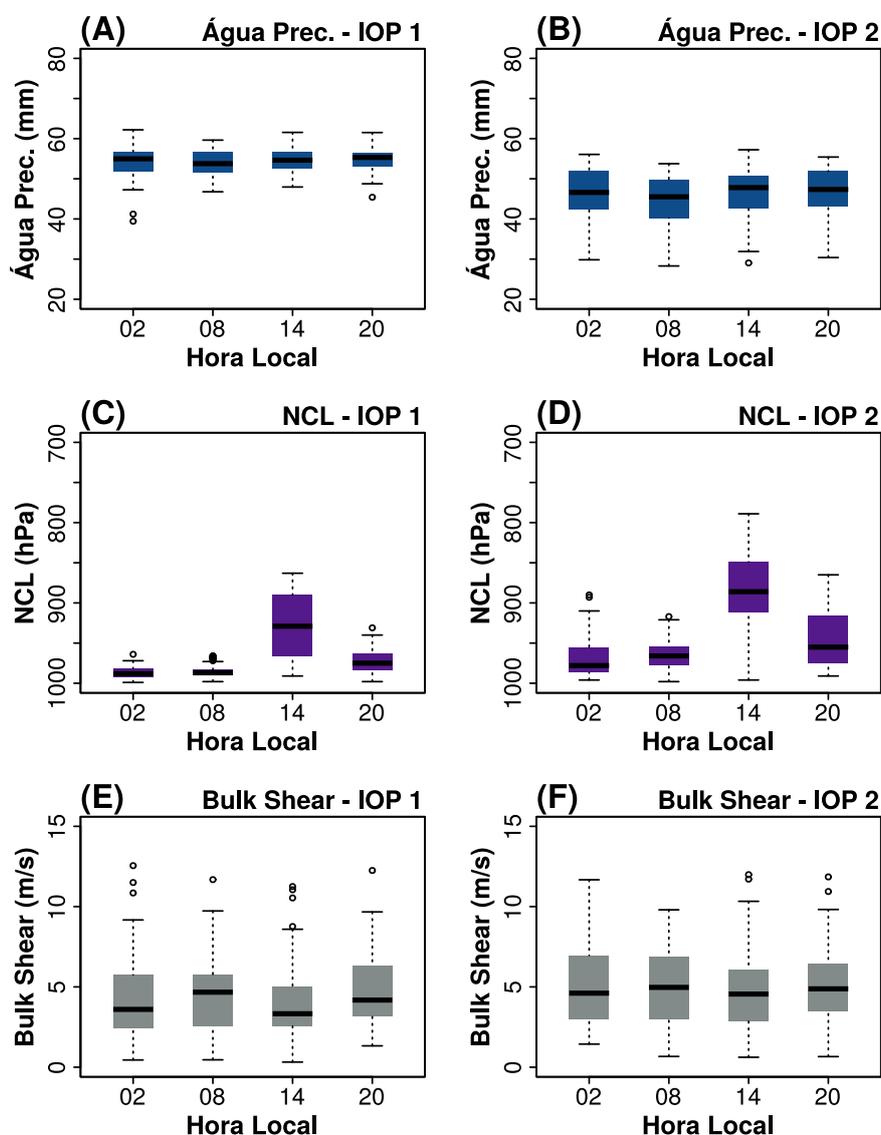
Na figura 4.4C é possível observar que a PW também apresenta uma visível sazonalidade, com valores médios variando entre 45 mm (estação seca) e 55 mm (estação chuvosa). Mesmo com a queda no conteúdo de umidade durante a estação seca, a atmosfera em Manaus apresentou grande conteúdo de vapor

d'água, durante todo o ano de 2014. Além disso, uma diferença que pode ser observada entre as estações chuvosa e seca, em Manaus, está associada à variação do campo de PW, que foi menor (maior) durante a estação chuvosa (seca) (figuras 4.6A e 4.6B). Caracterizando a estação seca em Manaus com um ambiente de maior restrição de conteúdo de água e maior potencial de entranhamento de ar seco durante o desenvolvimento das células, embora com altos valores de PW. Segundo Myoung e Nielsen-Gammon (2010), altos valores de água precipitável indicam grande quantidade de umidade disponível para condensar e precipitar, bem como menor entranhamento de ar seco da média troposfera durante processos convectivos.

As diferenças no conteúdo de umidade atmosférica, verificada nas estações chuvosa e seca, também impactam o nível da base da nuvem, o que consequentemente afeta o desenvolvimento de novas células. O Nível de Condensação por Levantamento (NCL), é um indicador da altura da base da nuvem e responde a umidade atmosférica, de modo que em ambientes com menor umidade, a base da nuvem tende a ser em níveis mais elevados do que em períodos úmidos. Em Manaus é possível verificar esta relação com a umidade atmosférica (figura 4.4D), uma vez que as nuvens que se desenvolveram durante a estação seca possuíam base em níveis visivelmente superiores (< 950 hPa) que as observadas durante a estação chuvosa (> 950 hPa).

Quanto a evolução diurna (figuras 4.6C e 4.6D), observou-se que ambas as estações apresentaram valores médios de NCL menores durante o período da tarde. Durante a estação chuvosa o nível médio da altura da base das nuvens, foi menor que 950 hPa, durante o período da tarde. Enquanto durante a estação seca, a altura média da base das nuvens foi menor que 900 hPa. Valores de NCL menores durante o período da tarde são compatíveis com o período de maior aquecimento, menor intensidade de CINE, elevados valores de CAPE e, portanto, maior potencial para o desenvolvimento de intensos processos convectivos.

Figura 4.6 - Evolução diária da umidade, altura da base da nuvem e cisalhamento do vento em Manaus.



Evolução diária dos campos de: PW (A) e (B); NCL (C) e (D) e BShear (E) e (F), durante a estação chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2). Durante o ano de 2014.

Fonte: Produção do autor.

Altos valores de pressão do NCL, isto é, nuvens com base mais baixas, tendem a estar associados com camada limite úmida e geralmente resultam em correntes descendentes menos intensas (CRAVEN et al., 2002). As correntes descendentes são importantes mecanismos para o desenvolvimento e a manutenção de processos convectivos. Principalmente devida a formação de piscinas frias em superfície, que se desenvolvem devida a evaporação da precipitação e do

derretimento de hidrometeoros presentes em SC (CORFIDI, 2003; SCHLEMMER; HOHENEGGER, 2016), que estimulam a formação de novas células convectivas, geralmente na borda da frente de rajada (WEISMAN; ROTUNNO, 2004). Em ambiente tropical, na região amazônica, piscinas frias se mostraram responsáveis pela evolução diurna de tempestades convectivas, conforme demonstrado por Lima e Wilson (2008). Segundo estes autores a iniciação de tempestade começa próximo do meio-dia local e muitas destas tempestades geram pequenas piscinas frias em superfície. Devido ao contínuo desenvolvimento destas tempestades ao longo do dia, frentes de rajada aproximadamente circulares são geradas e iniciam novas tempestades. Com a colisão das frentes de rajada, tempestades fortes e de longa duração são observadas no meio da tarde. O resfriamento aumenta a estabilidade no fim da tarde e a convecção rapidamente decresce e termina pouco após o pôr-do-sol (LIMA; WILSON, 2008). Devido ao impacto da umidade na altura da base da nuvem e, conseqüentemente, no desenvolvimento das correntes descendentes é esperado que este mecanismo seja mais eficiente em promover o desenvolvimento de tempestades durante a estação seca. Favorecendo com que as parcelas de ar superem os altos valores de CINE, promovendo assim o desenvolvimento convectivo.

Enquanto os campos de CAPE, CINE e PW fornecem os elementos essenciais para o desenvolvimento de processos convectivos, o cisalhamento vertical do vento (BShear) contribui para organização da convecção e para longevidade dos sistemas (WEISMAN; KLEMP, 1982). Neste trabalho o BShear corresponde a diferença entre a velocidade do vento médio da camada correspondente aos primeiros 6 km mais baixos da atmosfera e a velocidade média do vento nos primeiros 500 m mais baixos (JOHNSON; MAPES, 2001; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Na região de Manaus, os máximos valores de BShear de forma geral foram baixos durante todo o ano. Os maiores valores foram observados durante os meses de junho, julho e agosto, enquanto a estação chuvosa foi caracterizada com valores médios menores que $5,0 \text{ m s}^{-1}$, a estação seca apresentou valores aproximadamente iguais a $5,0 \text{ m s}^{-1}$ (figura 4.4E).

Avaliando a evolução diurna é possível observar que em ambas as estações o BShear (figuras 4.6E e 4.6F) não apresenta grandes variações em seus valores nos diferentes períodos do dia. De forma geral, considerando a camada utilizada para o cálculo de BShear, isto é, 0-6 km, este campo se mostrou homogêneo nas duas estações e também ao longo do dia, o que denota pouca

variação no campo de vento em baixos e médios níveis.

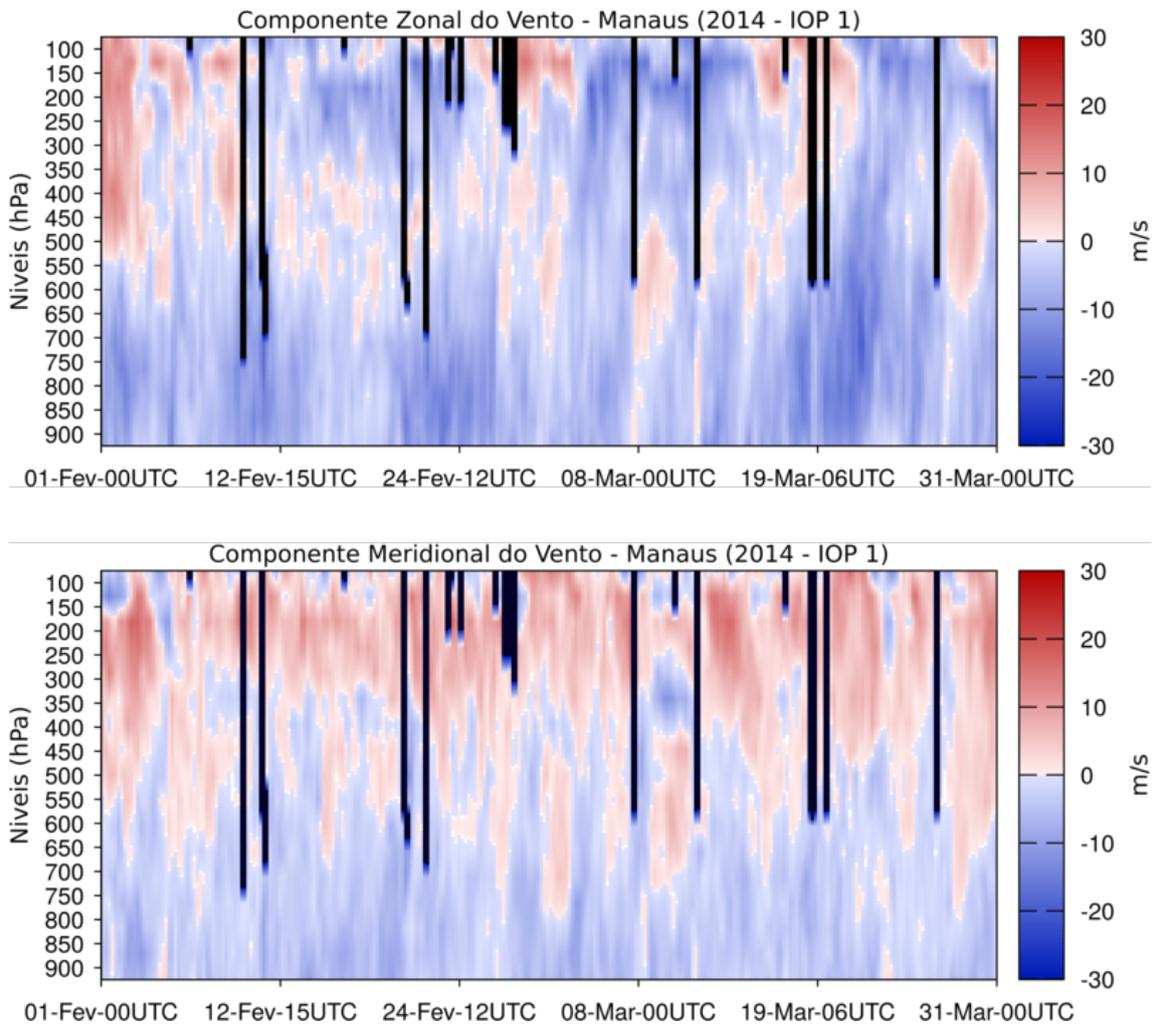
A circulação atmosférica na região de Manaus é muito importante, não apenas para a advecção das células de chuva e de nuvem, mas também para definir a estação chuvosa e seca e, conseqüentemente, o tipo de nebulosidade e precipitação observada na região. Isso se deve ao fato de que o transporte de umidade do oceano para a região é feito através dos ventos de leste (SATYAMURTY et al., 2013; TANAKA et al., 2014). As figuras 4.7 e 4.8 apresentam os perfis das componentes do vento durante a estação chuvosa e seca, onde é possível observar que a circulação em baixos níveis é tipicamente de leste, na região, com pequenas diferenças entre as estações. Durante a estação chuvosa, o campo de vento em baixos níveis é de nordeste, enquanto durante a estação seca, a componente meridional é mais fraca e a circulação torna-se predominantemente de leste. Corroborando assim, com os resultados apresentados por Satyamurty et al. (2013) e Tanaka et al. (2014).

Ao avaliar o ciclo diurno das componentes zonal e meridional do movimento das células de nuvem e de chuva, durante as estações chuvosa e seca (figuras 4.9 e 4.10), é possível observar que de forma geral as células deslocaram-se preferencialmente para oeste. No entanto, observa-se também diferenças sazonais no movimento médio. Durante a estação chuvosa o movimento médio seguido pelas células de chuva foi preferencialmente de nordeste, enquanto na estação seca, a componente meridional foi mais fraca e o movimento médio foi de leste. Mesmo comportamento apresentado pelo campo de vento em baixos níveis. Este resultado é semelhante ao obtido por Novo et al. (2014) ao estudar o movimento de sistemas precipitantes em Cuba. Segundo Tanaka et al. (2014), os ventos na região de Manaus são de leste durante a estação seca e de nordeste na estação chuvosa, período em que mais umidade adentra a região.

Diferentemente de células de chuva, células de nuvem (figura 4.9) são advec-tadas pelo vento em altos níveis. Além disso, apresentam maior variabilidade nas componentes de seu movimento. O que também pode ser observado nas figuras 4.9 e 4.10, é que células de nuvem variaram seu movimento com maior frequência, quando comparadas com células de chuva, em ambas as estações. Isso pode ser explicado pelas dimensões das células de nuvem, que diferente-mente das células de chuva, cobrem áreas maiores e também atingem níveis mais elevados. Assim, a maior variabilidade no movimento das células de nuvem em relação a células de chuva, refletem a atuação de diferentes níveis de

vento sobre o movimento das células, característica que também foi discutida por outros autores (TUTTLE et al., 2008; BUNKERS et al., 2014).

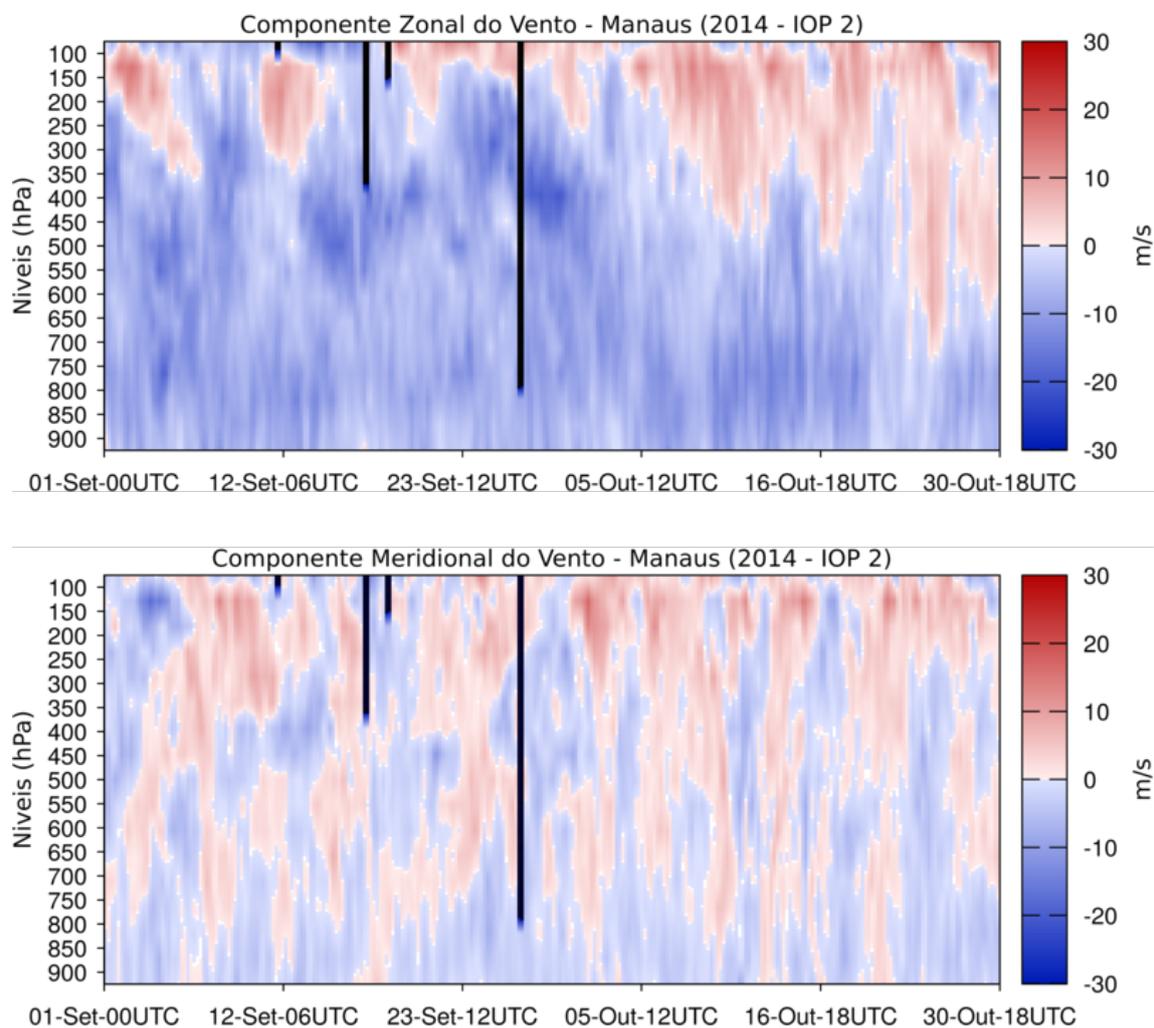
Figura 4.7 - Componentes do vento em Manaus durante o IOP 1.



Evolução do perfil das componentes do vento durante a estação chuvosa (IOP 1) em Manaus, no ano de 2014.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 - Componentes do vento em Manaus durante o IOP 2.

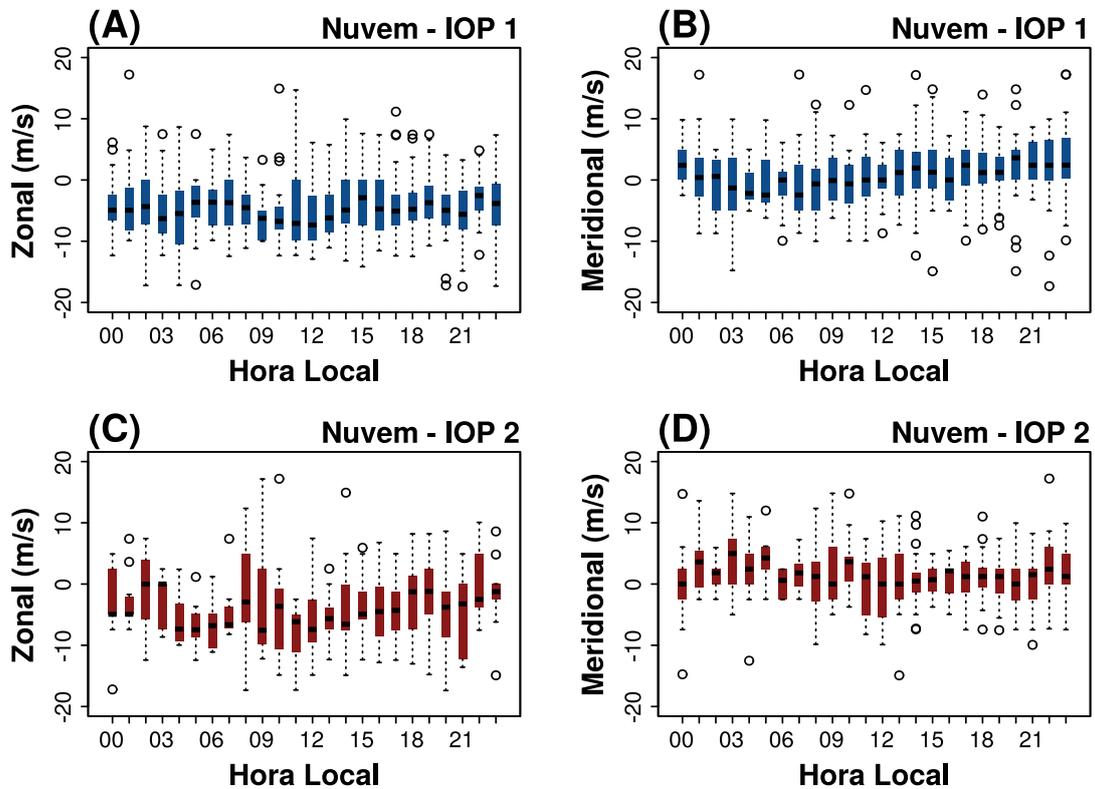


Evolução do perfil das componentes do vento durante a estação seca (IOP 2) em Manaus, no ano de 2014.

Fonte: Produção do autor.

Os resultados obtidos, demonstraram que existem variações sazonais e diurnas nas características das células de chuva e de nuvem, que atuaram na região de Manaus, durante as estações chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2) em 2014. Estas diferenças foram observadas em características como intensidade, tamanho e total de células. Com base em outros trabalhos da literatura (SATYAMURTY et al., 2013; TANAKA et al., 2014), esses resultados parecem associados aos diferentes níveis de umidade presentes na atmosfera, em cada estação, característica vinculada a circulação de baixos níveis.

Figura 4.9 - Componentes do movimento de células de nuvem observadas em Manaus.



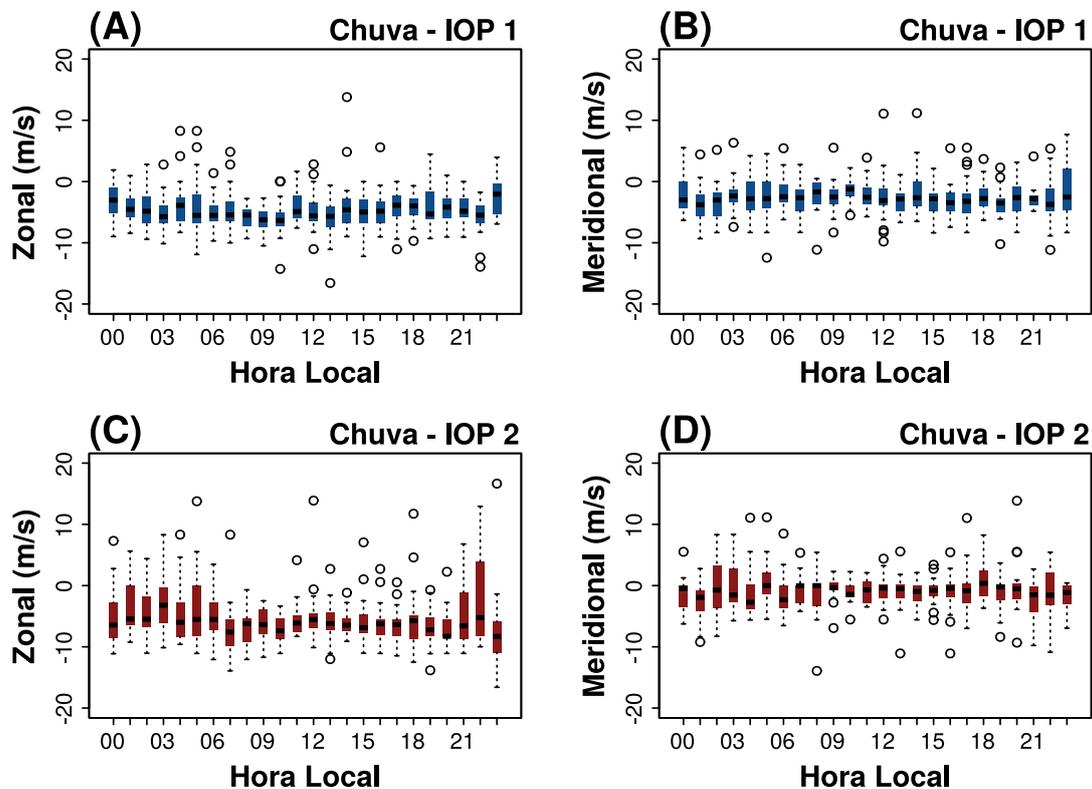
Evolução diurna das componentes do movimento das células de nuvem durante a estação chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2) em Manaus, no ano de 2014.

Fonte: Produção do autor.

No que se refere as características cinemáticas das células de chuva e de nuvem, i.e., o padrão de deslocamento das células, observou-se que ambas apresentam movimentos distintos, possivelmente refletindo a influência de diferentes níveis de vento sobre o movimento de diferentes tipos de células, conforme discutido por Tuttle et al. (2008). Um aspecto importante a ser enfatizado é que a circulação em baixos níveis na região de Manaus, i.e., os ventos de leste, tem um papel importante na definição da estação chuvosa e seca (SATYAMURTY et al., 2013; TANAKA et al., 2014) e também na advecção de células de chuva. De modo que, variações nesta circulação podem restringir o transporte de umidade para região, impactando assim diretamente a nebulosidade e a precipitação da região. Isso justifica os resultados encontrados por Laurent et al. (2002) ao analisar as características de SC Amazônicas por satélite e radar. Neste estudo, os autores verificaram que SC que se propagam de leste tendem a apresentar maior organi-

zação e menores diferenças entre o movimento de células de chuva e de nuvem. De acordo com os resultados obtidos, isso ocorre porque no regime de leste os ventos, responsáveis por trazer umidade para região de Manaus, definem o movimento das células de chuva, enquanto o campo de vento em altos níveis define o movimento das nuvens, garantindo assim, maior similaridade entre o movimento das células de chuva e de nuvem. Como os ventos de leste transportam mais umidade para região de Manaus, SC mais organizados são observados durante este regime.

Figura 4.10 - Componentes do movimento de células de chuva observadas em Manaus.



Evolução diurna das componentes do movimento das células de chuva durante a estação chuvosa (IOP 1) e seca (IOP 2) em Manaus, no ano de 2014.

Fonte: Produção do autor.

Além do efeito de grande escala, associado ao vento em baixos níveis, salienta-se que efeitos locais são também importantes para definir as características da chuva em Manaus. Segundo Santos et al. (2014), que avaliou a influência de

circulações locais no vento, umidade e precipitação na região de Manaus, efeitos de brisa associados a presença de rios, tendem a impactar o ciclo diário das chuvas em Manaus, sendo este impacto mais evidente no trimestre mais chuvoso (Março-Maio).

Uma vez que o campo de vento apresenta muita importância na definição das estações chuvosa e seca em Manaus, bem como, na organização da nebulosidade e da chuva na região, a próxima seção irá avaliar os níveis de vento mais representativos do movimento de células de chuva e de nuvem. Objetivando com isso, melhorar o entendimento sobre as relações entre chuva, nuvem e vento.

4.3 Influência do Vento no Movimento de Células de Chuva e de Nuvem

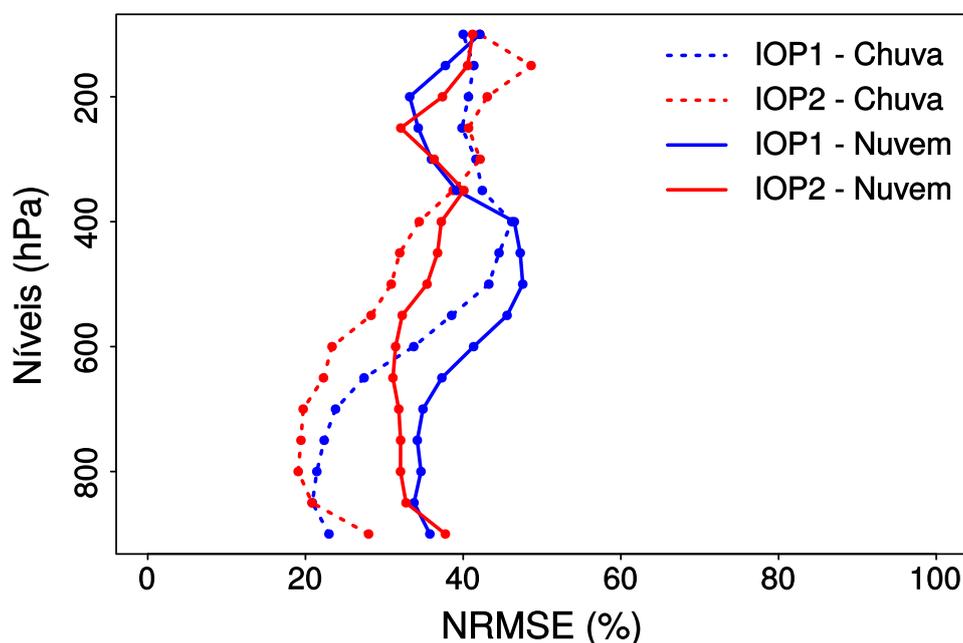
A relação entre o campo de vento e o movimento de células de chuva e de nuvem foi avaliada por meio da equação (4.1) e cujo resultado é apresentado na figura 4.11.

$$NRMSE^p = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \sqrt{\frac{(U_r^t - U_w^{p,t})^2 + (V_r^t - V_w^{p,t})^2}{(U_w^{p,t})^2 + (V_w^{p,t})^2}} \quad (4.1)$$

Onde o numerador do lado direito da equação 4.1, corresponde à diferença entre os vetores movimento de células de chuva (\mathbf{r}) e do vento ambiente (\mathbf{w}), normalizados pelo denominador, que corresponde a magnitude do vento no nível de pressão em questão. Para um determinado nível p de pressão e tempo t , (U_r ; V_r) e (U_w ; V_w) correspondem as componentes zonais e meridionais das células de chuvas e do vento, respectivamente. Esta equação também foi utilizada para determinar as diferenças entre o vetor movimento das células de nuvem e o campo de vento.

É possível observar que o vento em baixos níveis (800 hPa, aproximadamente) se mostra como o melhor representante do movimento de células de chuva em ambas as estações (chuvosa e seca). No que se refere a relação entre o movimento de células de nuvem e o campo de vento, os resultados evidenciaram dois mínimos, em baixos e altos níveis, 750 hPa e 250 hPa, respectivamente (figura 4.11). Indicando que a advecção de células de chuva e de nuvem pelo campo de vento, ocorre em níveis bastante distintos.

Figura 4.11 - Relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.



Perfil com a raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado (NRMSE) entre o vento, em diferentes níveis de pressão, e o vetor propagação das células de chuva (linha tracejada) e nuvem (linha contínua), durante a estação chuvosa (IOP1) e seca (IOP2) em Manaus.

Fonte: Produção do autor.

As diferenças entre os vetores do movimento de células de nuvem e do vento em altos e baixos níveis apresentam valores de RMSE similares ($\sim 35\%$), indicando que tanto os processos convectivos desenvolvidos em baixos níveis, como na região da bigorna, mostram-se relevantes para determinar o movimento dos sistemas. Isso ocorre porque o movimento da bigorna de tempestades é advectada não apenas por um determinado nível, mas pelo vento médio da camada da bigorna (LINDSEY; BUNKERS, 2005). Além disso, o fato de tanto células de chuva como de nuvem apresentarem menor diferença com relação ao vento durante a estação seca, demonstra que variações sazonais da região tendem a impactar a advecção das células pelo campo de vento.

As diferenças na advecção entre células de chuva e de nuvem são de certa forma, bastante intuitivas e podem ser facilmente associadas as características básicas destes dois tipos células. De modo que, células de chuva, por

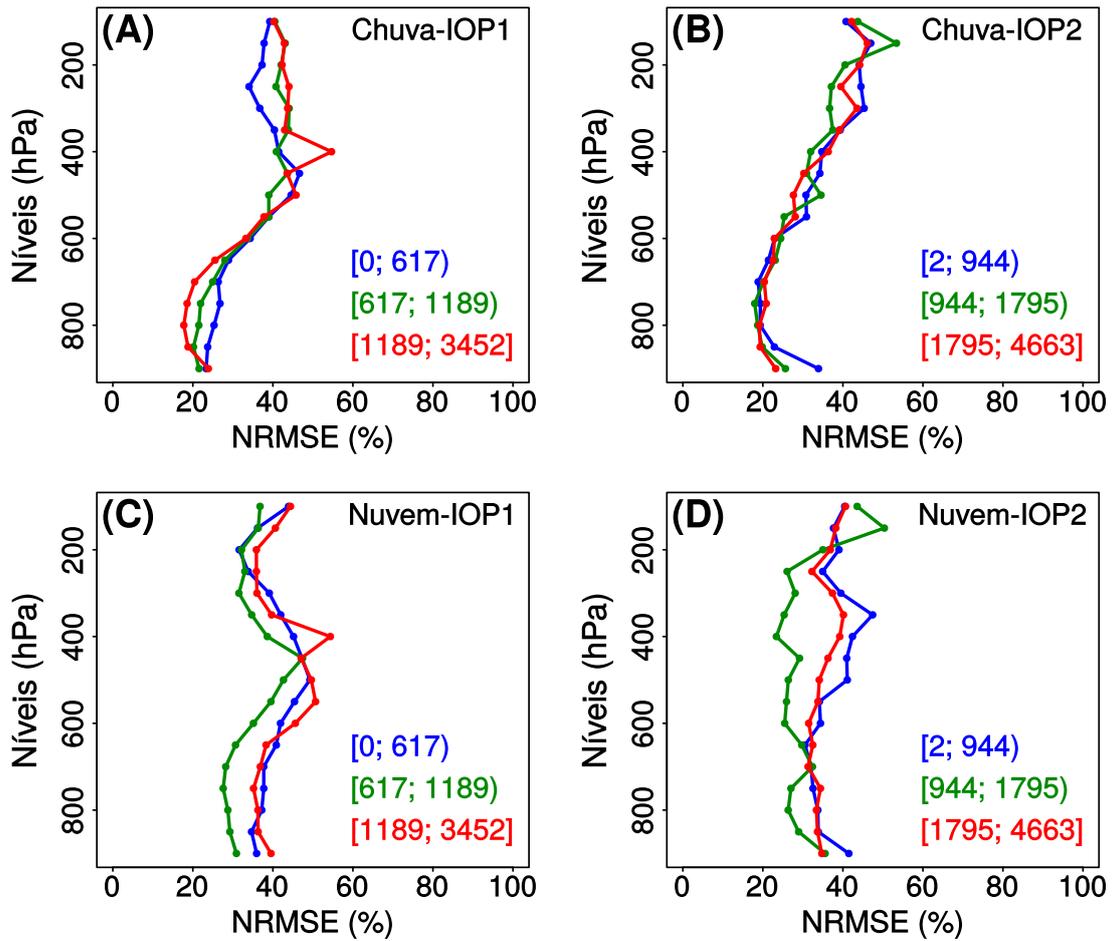
se concentrarem em baixos níveis são afetadas preferencialmente pelo vento destes níveis, diferentemente de células de nuvens que podem se estender até a tropopausa. No entanto, alterações no campo de vento em baixos níveis, na região de Manaus, tendem a impactar o conteúdo de umidade na região e com isso o desenvolvimento da convecção na região. Uma vez que diferentes níveis de vento contribuem para definição do movimento de tempestades, devido a influência de características do próprio sistema como tempo de vida, tamanho e intensidade (TUTTLE et al., 2008; GENG et al., 2011), torna-se relevante avaliar o papel de diferentes variáveis atmosféricas, na definição do nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva e de nuvem.

Para avaliar a influência de diferentes variáveis atmosféricas sobre as relações entre o deslocamento de nuvem-chuva e o campo de vento, calculou-se a raiz do erro quadrático médio (RMSE), através da equação 4.1, entre os vetores de movimento de células de nuvem e chuva e o vetor vento para ambientes com diferentes características. Os perfis com as relações entre o campo de vento e as células de chuva e de nuvem, para diferentes ambientes são apresentadas e discutidas a seguir. As análises foram feitas após agrupar cada uma das 5 variáveis ambientais em 3 classes. De modo que, a primeira classe abrange o intervalo com valores entre o percentil 0 e 33%, na segunda classe os valores entre o percentil 34 e 66% e na terceira classe os valores entre o percentil 67 e 100%. Isso foi realizado para cada variável e para cada estação (chuvosa e seca).

Primeiramente foi avaliado a influência da CAPE na definição do nível mais representativo do movimento das células (figura 4.12). No que se refere a células de chuva, durante a estação chuvosa, o campo de CAPE impacta no erro do nível de vento mais representativo das células, embora a definição do nível não seja modificada. Por outro lado, durante a estação seca, não há uma diferença representativa da CAPE. Uma possível explicação para esse resultado é que os maiores valores de CAPE ocorrem no momento de formação da nuvem e, portanto, as mesmas são principalmente advectadas pelo vento, já quando a nuvem está mais desenvolvida, a CAPE menor, o sistema começa a ter uma dinâmica própria e seu movimento pode começar a diferir do campo médio do vento. Já para as nuvens, nota-se que no período chuvoso a CAPE pouco modula o movimento das células, embora na estação seca note-se que CAPE entre medianos tendem a intensificar o deslocamento com o vento em altos

níveis. O Campo de CAPE mediano representa a maior população de nuvens no período e, portanto, é o mais representativo do deslocamento das células nuvens e confirma a tendência de deslocamento também com uma componente de altos níveis.

Figura 4.12 - Influência do CAPE ($J\ kg^{-1}$) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.



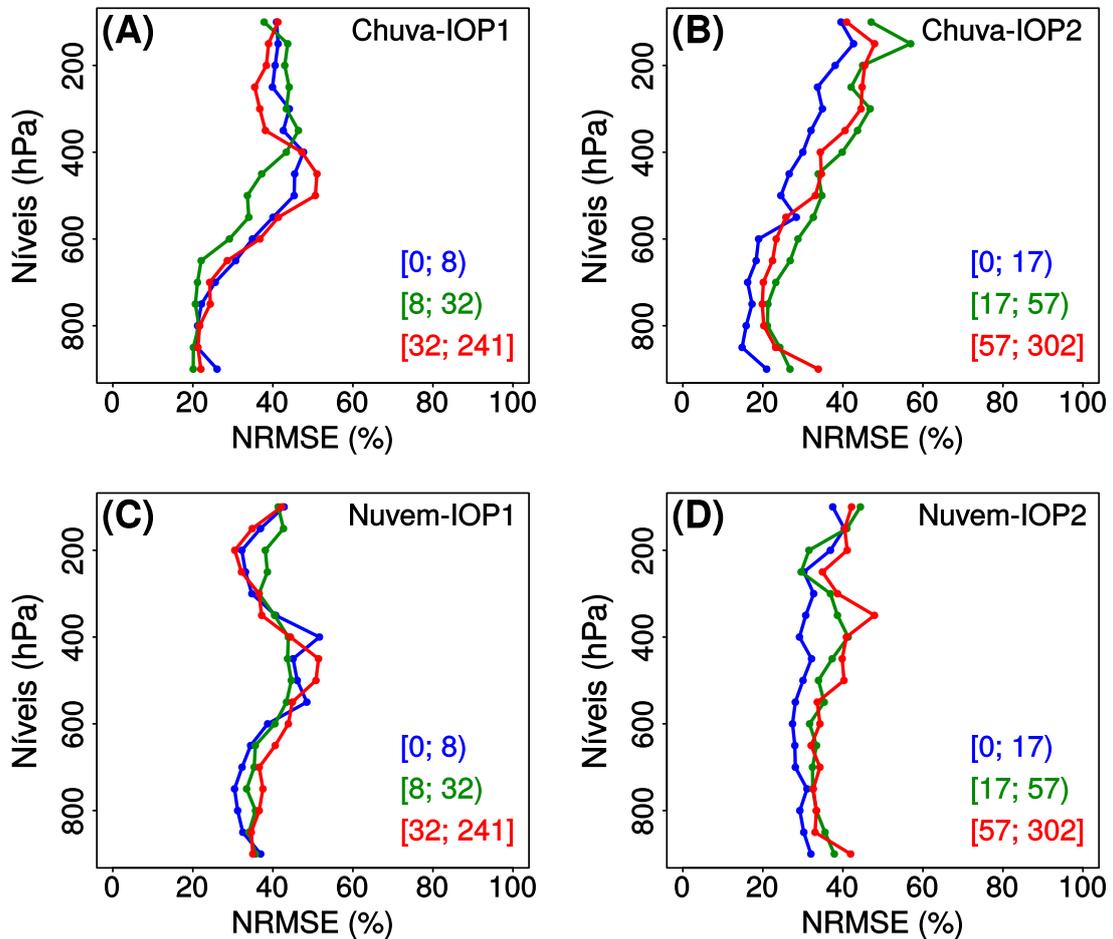
Perfil com a raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado (NRMSE) entre o vento, em diferentes níveis de pressão, e o vetor propagação das células de chuva (superior) e de nuvem (inferior), durante a estação chuvosa (IOP1) e seca (IOP2) em Manaus, para diferentes classes de valores de CAPE ($J\ kg^{-1}$).

Fonte: Produção do autor.

Avaliando a influência da CINE na definição do nível mais representativo do movimento das células de chuva e de nuvem, durante as estações chuvosa e seca (figura 4.13), observa-se que os menores valores de CINE são relacionados com

o menor erro entre o vetor vento e o vetor movimento das células. Este fato é mais representativo durante a estação seca, uma vez que durante o período de monção o CINE é baixo e pouco representativo dos processos convectivos. Já durante a estação seca, a menor CINE impacta na diferença entre a propagação e a advecção das células, provavelmente devido ao fato que baixos valores de CINE implicam em início da convecção com menor importância das forçantes. As forçantes, sejam elas orográficas ou efeitos de brisa certamente terão impacto na propagação das células de chuva.

Figura 4.13 - Influência do CINE (J kg^{-1}) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.

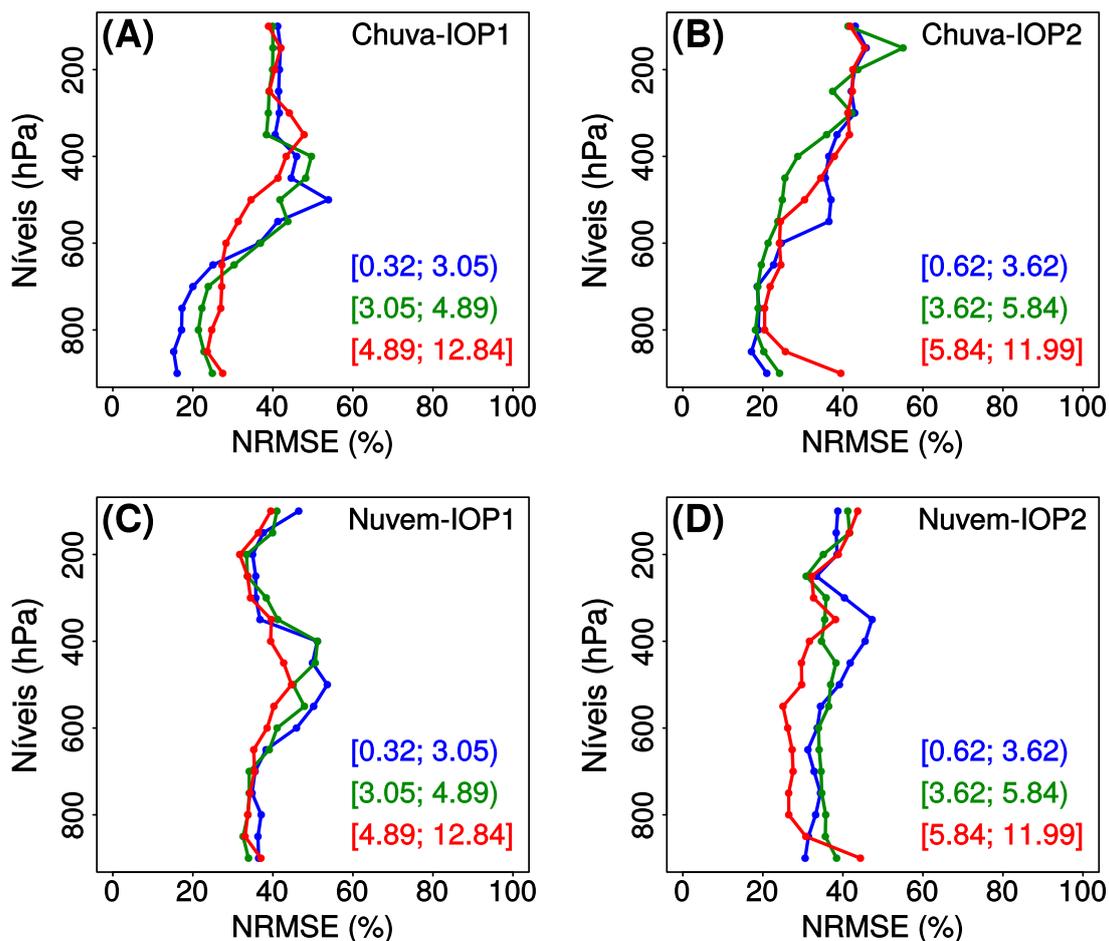


Perfil com a raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado (NRMSE) entre o vento, em diferentes níveis de pressão, e o vetor propagação das células de chuva (superior) e de nuvem (inferior), durante a estação chuvosa (IOP1) e seca (IOP2) em Manaus, para diferentes classes de valores de CINE (J kg^{-1}).

Fonte: Produção do autor.

Quanto a influência do cisalhamento vertical do vento (BShear), na definição do nível mais representativo do movimento das células (figura 4.14), observou-se que, no deslocamento das células de chuva, o menor BShear corresponde a menor diferença com o campo de vento, principalmente no período chuvoso.

Figura 4.14 - Influência do BShear (m s^{-1}) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.



Perfil com a raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado (NRMSE) entre o vento, em diferentes níveis de pressão, e o vetor propagação das células de chuva (superior) e de nuvem (inferior), durante a estação chuvosa (IOP1) e seca (IOP2) em Manaus, para diferentes classes de valores de BShear (m s^{-1}).

Fonte: Produção do autor.

Isto ocorre, possivelmente, porque que maior cisalhamento corresponde a contribuições de diferentes níveis de vento no movimento das células e, portanto, a diferença para um determinado nível, em específico, é maior. Este efeito é me-

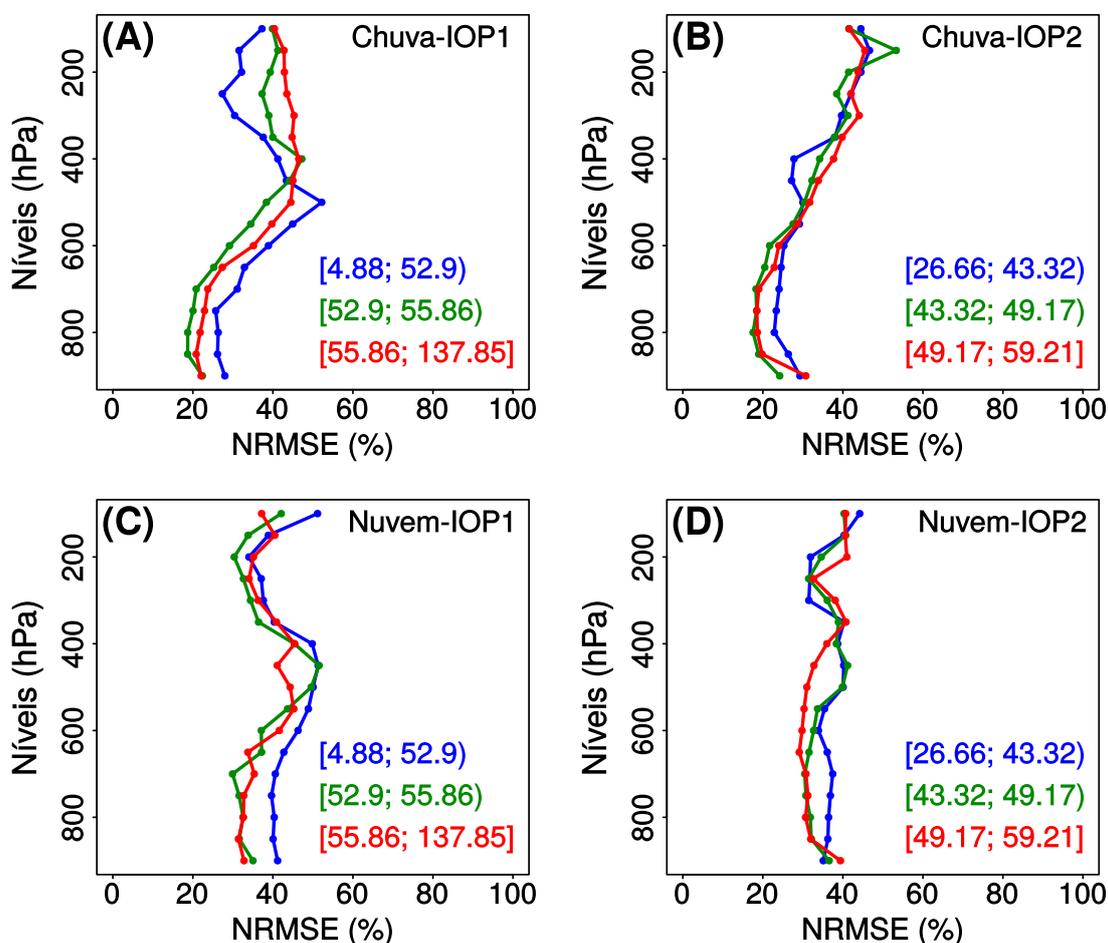
nor para o período chuvoso, provavelmente em função de outros efeitos como a CINE discutida acima. Por outro lado, no que se refere a células de nuvem, observa-se o mesmo efeito, embora de forma mais evidente durante a estação seca, período em que as nuvens são mais esparsas e a contribuição do cisalhamento vertical do vento se mostra mais eficiente na organização das células e, portanto, influenciando sua advecção pelo vento em níveis mais elevados.

Assim como o BShear, a umidade atmosférica, representada pelo campo de água precipitável (PW) (figura 4.15), se mostra importante nas relações entre o campo de vento e o movimento de células de chuva e de nuvem. De forma geral, o que pode ser observado na figura 4.15 é que maiores valores de água precipitável tendem a aumentar a contribuição da circulação de baixos níveis na advecção das células de chuva e de nuvem. Além disso, em ambientes com maior conteúdo de umidade, as relações entre o campo de vento e o movimento das células de chuva e de nuvem são mais estreitas, isto é, os valores de NRMSE são menores.

De acordo com os resultados obtidos nesta análise, no regime de leste, o vento em baixos níveis, responsável por trazer umidade para região de Manaus, define o movimento das células de chuva, enquanto o campo de vento em altos níveis define o movimento das nuvens, garantindo assim, maior similaridade no movimento das células de chuva e de nuvem. Como o vento de leste, em baixos níveis, transportam mais umidade para região de Manaus, SC mais organizados são observados, durante este regime. Este comportamento corrobora com os resultados discutidos por [Laurent et al. \(2002\)](#), sobre as relações entre células de chuva e de nuvem em diferentes regimes de vento, e que já foi discutido neste documento.

Sistemas formados em ambientes com baixo conteúdo de água precipitável, geralmente necessitam de uma forçante para sustentar o processo convectivo e, portanto, outros mecanismos devem ser considerados na definição da propagação dos sistemas.

Figura 4.15 - Influência do PW (mm) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.



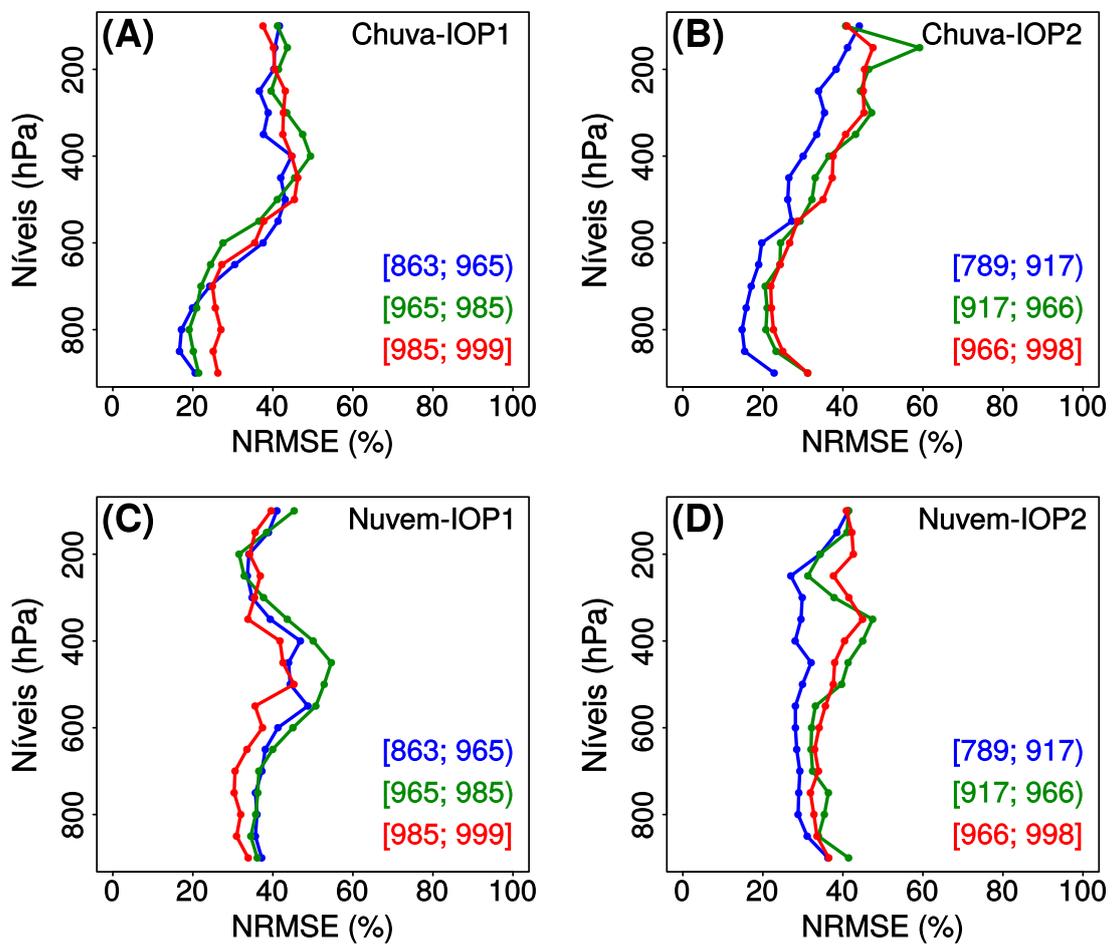
Perfil com a raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado (NRMSE) entre o vento, em diferentes níveis de pressão, e o vetor propagação das células de chuva (superior) e de nuvem (inferior), durante a estação chuvosa (IOP1) e seca (IOP2) em Manaus, para diferentes classes de valores de PW (mm).

Fonte: Produção do autor.

Outro efeito associado a maiores quantidades de umidade na atmosfera, se refletem na altura da base das nuvens, que pode ser representada pelo nível de condensação por levantamento (NCL). Esta característica já foi discutida anteriormente e se relaciona com o desenvolvimento de nuvens através da piscina fria, que se forma em superfície devido os processos de derretimento e evaporação de hidrometeoros presente nas nuvens (discussões sobre esse mecanismo de formação de nuvens, pode ser encontrada nos trabalhos de Lima e Wilson (2008) e Torri et al. (2015)).

A figura 4.16 apresenta a relação do perfil de vento com o movimento de células de chuva e de nuvem para diferentes classes de NCL. No caso de células de chuva, menores valores de NCL (nível de pressão), isto é, SC com base mais elevada, tendem a apresentar menores diferenças com relação ao campo de vento de baixos níveis e a propagação. Este fato é interessante uma vez que bases de nuvens mais altas reduzem a formação de nuvens quentes com menor profundidade.

Figura 4.16 - Influência do NCL (hPa) na relação entre o vento e movimento das células de chuva e de nuvem.



Perfil com a raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado (NRMSE) entre o vento, em diferentes níveis de pressão, e o vetor propagação das células de chuva (superior) e de nuvem (inferior), durante a estação chuvosa (IOP1) e seca (IOP2) em Manaus, para diferentes classes de valores de NCL (hPa).

Fonte: Produção do autor.

Situações em que a base da nuvem ocorre em níveis mais baixos, resultam em correntes descendentes menos intensas, que impactam diretamente a força das frentes de rajada, que também é mais fraca e pode comprometer o desenvolvimento de novas células na borda de piscinas frias. Nesta situação os sistemas tendem a apresentar pouco desenvolvimento vertical e a permanecer confinados em níveis mais baixos da atmosfera, o que pode explicar esse resultado.

A componente de propagação tende a ser responsável pelos desvios do movimento dos sistemas em relação ao campo de vento e geralmente está associada a piscina fria, gerada pela evaporação da precipitação e o derretimento de hidrometeoros presentes em SC. Este mecanismo desenvolve frente de rajada em superfície (CORFIDI, 2003; SCHLEMMER; HOHENEGGER, 2016), com potencial para elevar o ar da camada limite ambiental até seu nível de condensação por levantamento (NCL) e produzir novas células para o sistema (WEISMAN; ROTUNNO, 2004). Esta característica faz com que a influência das piscinas frias e de frentes de rajada, tenham um papel importante na iniciação de tempestades convectivas em ambiente tropical (LIMA; WILSON, 2008).

No que se refere a relação entre o movimento de células de nuvem e o campo de vento, durante a estação chuvosa, observou-se menores diferenças para nuvens com base em níveis mais baixos e o contrário durante a estação seca. Como a propagação das células de nuvem são moduladas também pelos ventos em altos níveis, nuvens com bases mais baixas, como ocorrem na estação chuvosa, são associadas a convecção generalizada. Diferentemente do que se observa durante a estação seca, onde as forçantes necessárias para a formação de nuvens com base em níveis mais elevados, provavelmente reduzem a influência do vento em baixos níveis, favorecendo a advecção das células pelo campo de vento em altos níveis.

Embora piscinas frias sejam uma característica própria de SC, importante não apenas para manutenção, como também para o movimento do próprio sistema, são características ambientais que fornecem os ingredientes necessários para o desenvolvimento e a manutenção de sistemas com diferentes graus de organização. Os resultados indicam que todas as variáveis selecionadas afetam de alguma forma as relações entre células de chuva, de nuvem e o campo de vento. Geralmente, células de nuvem menos intensas, com menor desenvolvimento vertical, típicas de monção, cobrindo grandes áreas, tendem a ter uma relação de propagação mais estreita com os campos de vento. Ao contrário de

células menores e com grande desenvolvimento vertical, principalmente formadas na estação seca, que podem ser influenciadas por outras forçantes e com isso apresentar desvios em relação ao campo de vento.

Desta forma, características próprias a cada tipo de célula precisam ser consideradas ao avaliar o papel do ambiente sobre suas características cinemáticas, a fim de melhor representar o movimento das mesmas. Vários fatores explicam estas diferenças, como células de chuva possuem ciclo de vida de aproximadamente 20 min (WILSON et al., 1998) e SC podem evoluir durante várias horas (HOUZE, 2004), características ambientais importantes para o desenvolvimento de processos convectivos, tendem a influenciar células de chuva e de nuvem com intensidades diferentes. Por isso tem-se o campo de vento em baixos níveis afetando fortemente o movimento de células de chuva, onde desenvolvimento de novas células geralmente se mostra associado por frentes de rajada na borda de piscinas frias. Diferentemente do que é observado em células de nuvem, que embora dependa do desenvolvimento de novas células, necessita considerar também a advecção da região da bigorna pelo campo de vento em alto níveis, tornando difícil definir um nível específico para representar o movimento das células. Além disso, o movimento da região da bigorna pode apresentar grandes diferenças em relação a direção de formação de novas células, que ocorre em níveis mais baixos. Podendo apresentar tanto o movimento contrário ao fluxo ambiental (corrente acima), ou seguindo o vento (corrente abaixo), conforme discutido em Corfidi (2003).

Como descrito nas seções anteriores, os processos convectivos que se desenvolvem na Amazônia apresentam características bastante distintas durante as estações chuvosa e seca. Na estação chuvosa, o grande conteúdo de umidade atmosférica facilita o desenvolvimento de SC, tornando mais eficiente a utilização da CAPE para o desenvolvimento da convecção. Como resultado, são observados sistemas mais estratiformes durante esta estação. A estação seca, por apresentar menor conteúdo de umidade na atmosfera e maiores valores de CINE, tende a apresentar maior resistência ao desenvolvimento de processos convectivos. Com isso, observa-se menor nebulosidade sobre a região, o que torna mais eficiente o aquecimento da superfície devido a insolação, aumentando os valores de CAPE e possibilitando o desenvolvimento de SC mais profundos e com taxas de precipitação superiores as observadas durante a estação chuvosa.

Assim, durante as estações chuvosa e seca, SC tendem a apresentar diferentes

intensidades. Além disso, grande parte das relações cinemáticas encontradas entre células de chuva, de nuvem e demais variáveis ambientais, também se relacionam a sistemas com diferentes intensidades. Com isso, torna-se relevante avaliar os aspectos associados a sistemas com características estratiformes e convectivas, bem como, sua relação com as características cinemáticas de células de nuvem e de chuva.

Para refinar o entendimento sobre as características das células de chuva e de nuvem, bem como avaliar a relações entre estes dois tipos de células, foram selecionados dois casos para estudo, um ocorrido durante a estação chuvosa e outro durante a estação seca. A seguir é apresentada a análise que foca na evolução vertical das características das células de chuva, destes dois casos, ao longo do dia. Esta análise se mostra conveniente porque alguns estudos, como os de Tuttle et al. (2008) e Geng et al. (2011), justificam a atuação de diferentes níveis de vento no movimento de sistemas atmosféricos (células de chuva e de nuvem) como uma resposta a intensidade, tamanho e tempo de vida dos sistemas. Assim, o objetivo da análise a seguir é determinar o grau de influência do ambiente, na estrutura vertical e nas características cinemáticas das células de chuva e de nuvem.

4.4 Estudo de Casos

As análises a seguir visam fornecer informações complementares sobre a estrutura vertical dos campos de nebulosidade e precipitação observados em cada estação, na região de Manaus. Para isso, utilizou-se a metodologia descrita por Mapes e Lin (2005), para acompanhar a evolução do perfil do campo de refletividade e vento médio nos dois casos selecionados. Esta metodologia utiliza a técnica *Velocity-Azimuth Display* (VAD), proposta originalmente por Browning e Wexler (1968), para obter o perfil de vento médio e também fornece diagramas horários da estrutura vertical dos eventos de precipitação, através do gráfico *Contoured Frequency by Altitude* (CFAD), apresentada por Yuter e Houze (1995), que resume todas as intensidades das células observadas. Assim é possível avaliar a evolução da estrutura vertical do campo de chuva observado pelo radar banda S ao longo do dia.

Embora muitos SC precipitantes tenham ocorrido durante a estação chuvosa e seca, muitos destes casos não se mostraram úteis nesta análise, devido

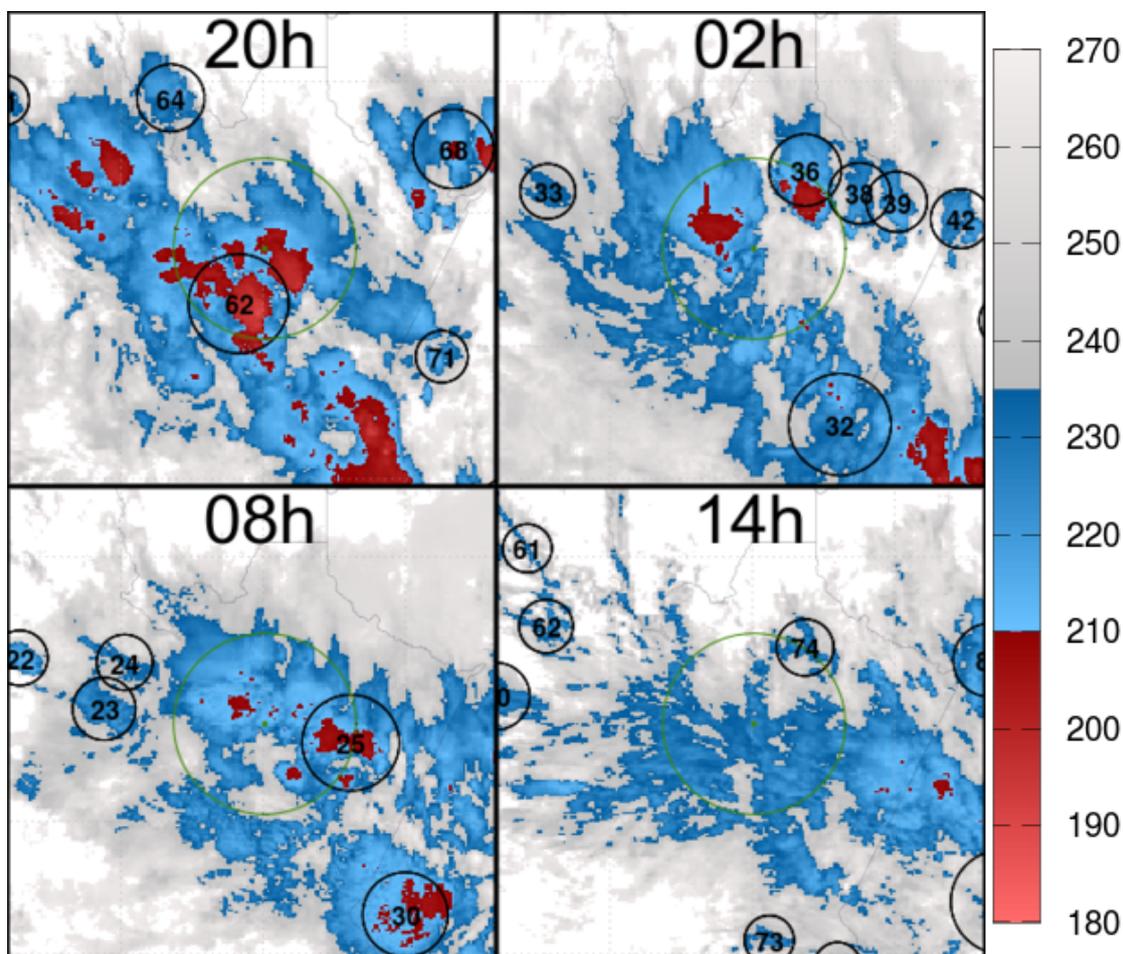
sua excessiva distância em relação ao radar banda S, o que afeta diretamente a qualidade dos resultados obtidos pela metodologia proposta por [Mapes e Lin \(2005\)](#). Os casos selecionados e apresentados neste documento foram os que se mostraram mais convenientes em termos de distância do radar e que por isso apresentaram resultados mais robustos para esta análise.

O primeiro caso a ser analisado, ocorreu durante os dias 07 e 08 de março de 2014, isto é, durante a estação chuvosa. Na figura [4.17](#) é possível observar imagens do canal infravermelho do satélite GOES-13, durante a ocorrência deste evento, em diferentes períodos do dia. Para facilitar as análises, a região do radar banda S, utilizada neste estudo, foi posicionada no centro das imagens do satélite GOES-13. A hora local, correspondente as imagens, está localizada no topo de cada figura. A numeração presente nos círculos corresponde a identificação das células pela técnica de rastreamento. Os horários selecionados estão associados a hora local das 20 h, 02 h, 08 h e 14 h e correspondem aos horários sinóticos das 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC e 18 UTC, respectivamente.

As imagens do canal infravermelho do satélite GOES-13, fornecem informação sobre a TB do topo das nuvens, permitindo assim, avaliar a intensidade das células. Além disso, estas imagens permitiram o rastreamento dos SC por meio da técnica ForTraCC e do uso de limiares de tamanho e TB, conforme detalhado na metodologia deste documento. Nas imagens do satélite GOES-13, os SC apresentam escala de cores relativas aos limiares de TB que foram utilizadas durante seu rastreamento, isto é, 235 K para detectar o SC e 210 K para detectar as células convectivas imersas no sistema. A confecção das imagens das células de chuva, observadas pelo radar banda S, segue a mesma metodologia detalhada acima. No entanto, os limiares de tamanho e refletividade utilizado para o rastreamento das células de chuva foram de 10 pixels e 30 dBZ, respectivamente ([figura 4.18](#)).

A análise do primeiro caso começa no dia 07 de março às 20h, período em que foram observadas intensas nuvens convectivas ($TB < 210K$) próximas ao radar banda S ([figura 4.17](#)), que registrou a presença de múltiplas células com refletividade superior a 30 dBZ, sendo que as mais intensas superaram 40 dBZ e se concentraram sobre a região com convecção mais intensa (baixos valores de TB), a sudoeste, sul e sudeste do radar ([figura 4.18](#)).

Figura 4.17 - Imagens de satélite entre os dias 07 e 08 de março de 2014, sobre a região de Manaus.

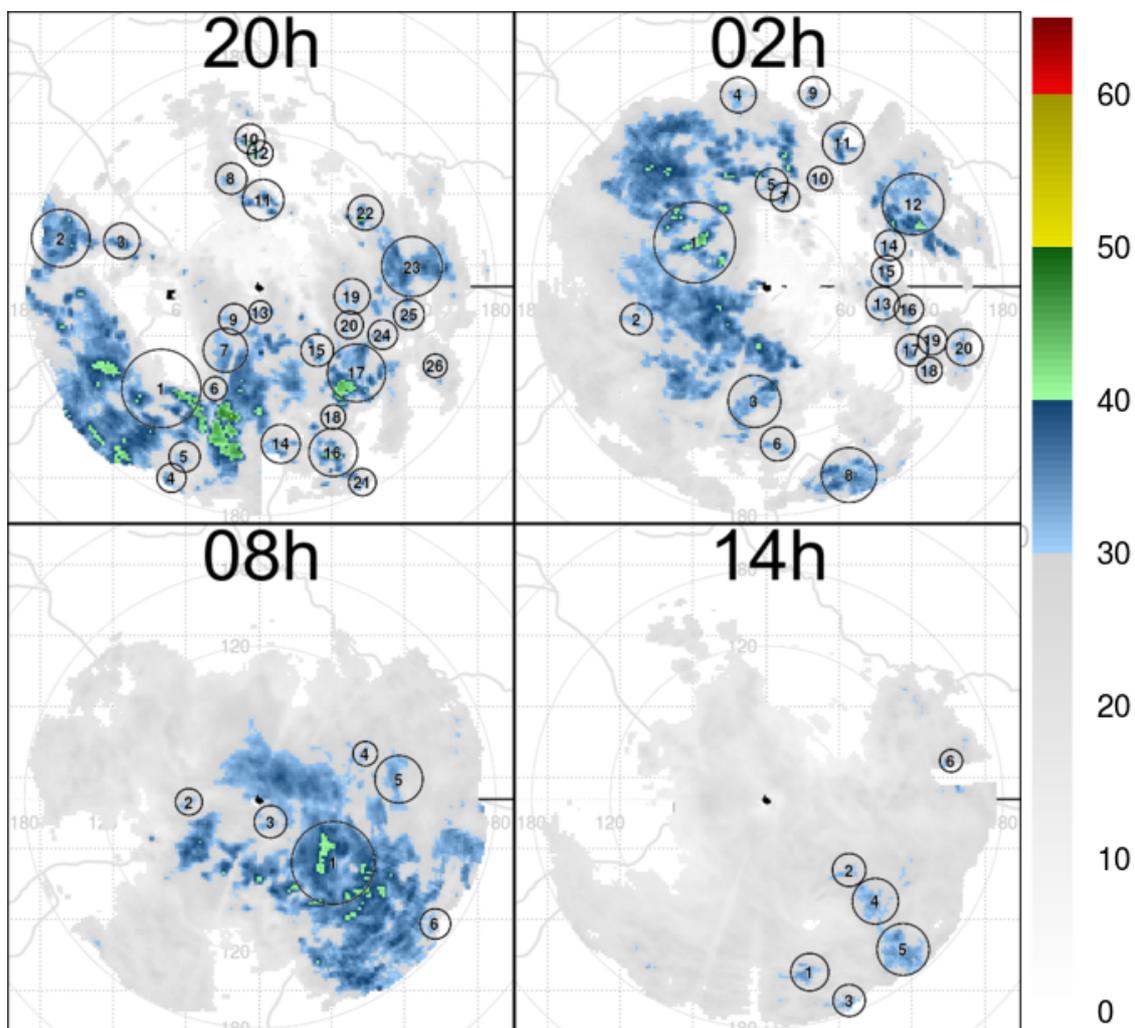


Imagens do satélite GOES-13 de TB do canal 4, da região de Manaus, do dia 07/03/2014 às 20 h e dia 08/03/2014 às 02 h, 08 h e 14 h (hora local). Círculos pretos correspondem as células identificadas e rastreadas pelo ForTraCC.

Fonte: Produção do autor.

Avaliando todo o conjunto de imagens de satélite, para o período considerado, foi possível determinar toda a trajetória do SC. Inicialmente, entre 20 h do dia 07 e 00 h do dia 08, as células deslocaram-se de sudeste para noroeste. Após esse horário, um novo SC entrou na região de cobertura do radar, deslocando-se rapidamente de nordeste para sudoeste.

Figura 4.18 - Imagens de radar entre os dias 07 e 08 de março de 2014, sobre a região de Manaus.



Imagens de radar Banda S do campo de refletividade (dBZ) do produto CAPPI (nível de 3 km), da região de Manaus, do dia 07/03/2014 às 20 h e do dia 08/03/2014 às 02 h, 08 h e 14 h (hora local). Círculos pretos correspondem as células identificadas e rastreadas pelo ForTraCC.

Fonte: Produção do autor.

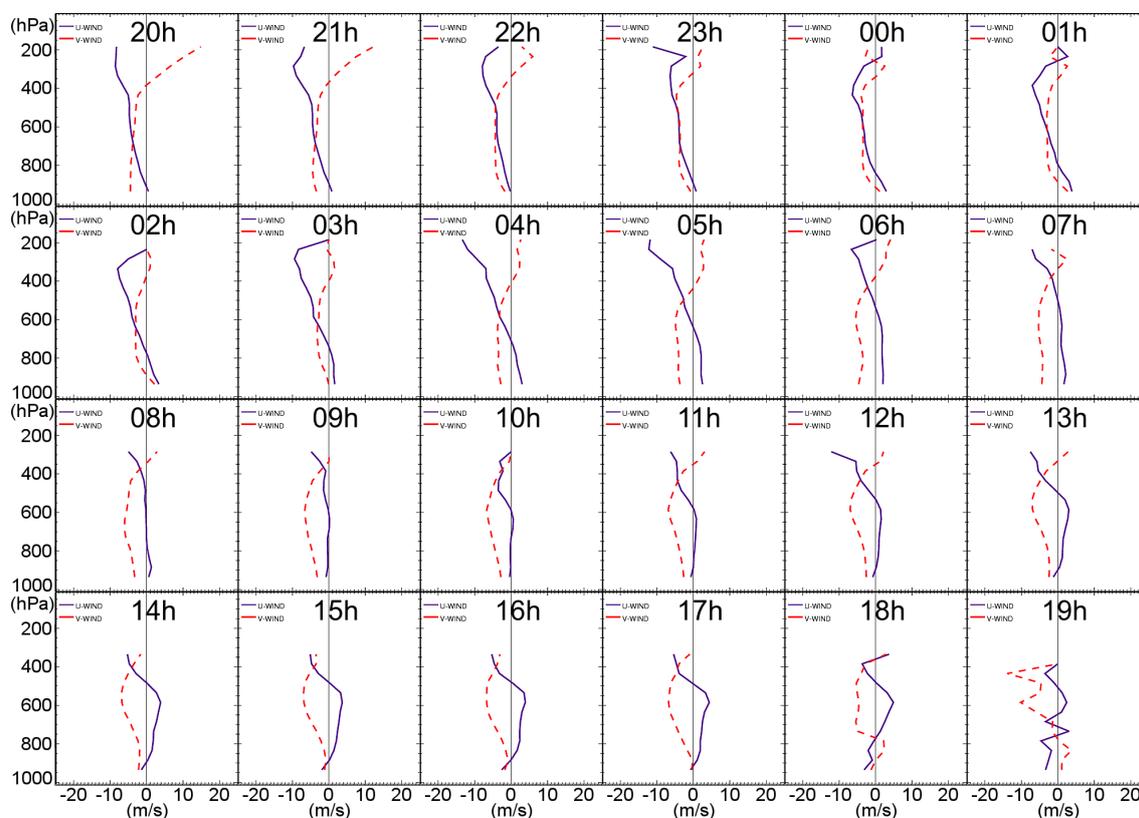
A trajetória do SC próximo ao radar mudou gradualmente para leste, após a fusão do novo SC com resquícios do sistema anterior, essa fusão ocorreu por volta das 03 h do dia 08 de março. No entanto, grande parte da atividade convectiva permaneceu próxima ao radar, devida a baixa velocidade de deslocamento do SC resultante da fusão. Após às 10 h a atividade convectiva na região do radar decaiu rapidamente e manteve um padrão de nuvens predominantemente es-

tratiformes, observadas até às 20 h. Diferentemente do que foi observado com células de nuvem, células de chuva apresentaram deslocamento para sudoeste durante o período das 20 h do dia 07 às 04 h do dia 08 de março. Após esse período as células foram gradativamente mudando sua trajetória para sul. Quando grande parte da nebulosidade presente sobre a região do radar se tornou estratiforme, aproximadamente às 14 h, poucas células de chuva com refletividade superiores a 30 dBZ foram observadas na região sudeste da área do radar (figura 4.18).

No que se refere as características cinemáticas das células de chuva e de nuvem, as diferentes direções de deslocamento destes dois tipos de células, sugere a atuação de diferentes níveis de vento na advecção das mesmas. Isso pode ser constatado através da evolução do perfil médio de vento, obtido com a técnica VAD e que pode ser visualizado na figura 4.19. Esse perfil médio mostra o campo de vento soprando para diferentes direções em baixos e altos níveis. Enquanto o campo de vento acima do nível de 400 hPa, se mostra mais representativo do movimento das células de nuvens convectivas, as células de chuva tiveram como o melhor representante de seu movimento o vento em 800 hPa.

Observou-se também, que durante o período das 18 h e 19 h do dia 08 de março de 2014, o perfil de vento obtido pela técnica VAD apresentou forte variação, esse resultado pode ser devido a presença de pouca precipitação na área do radar ou a presença de um amplo espectro de células com diferentes intensidades e tamanhos, o que contribuiu para que os registros observados nestes horários apresentassem maior variabilidade. O padrão de movimento das células é consistente com a advecção das células de chuva pelos ventos de leste, enquanto em altos níveis os ventos de leste tendem a definir o movimento das células de nuvem, comportamento já comentado anteriormente e observado em outros trabalhos da literatura (TUTTLE et al., 2008; NOVO et al., 2014; BUNKERS et al., 2014).

Figura 4.19 - Perfil de vento (m s^{-1}) entre os dias 07 e 08 de março de 2014, sobre a região de Manaus.

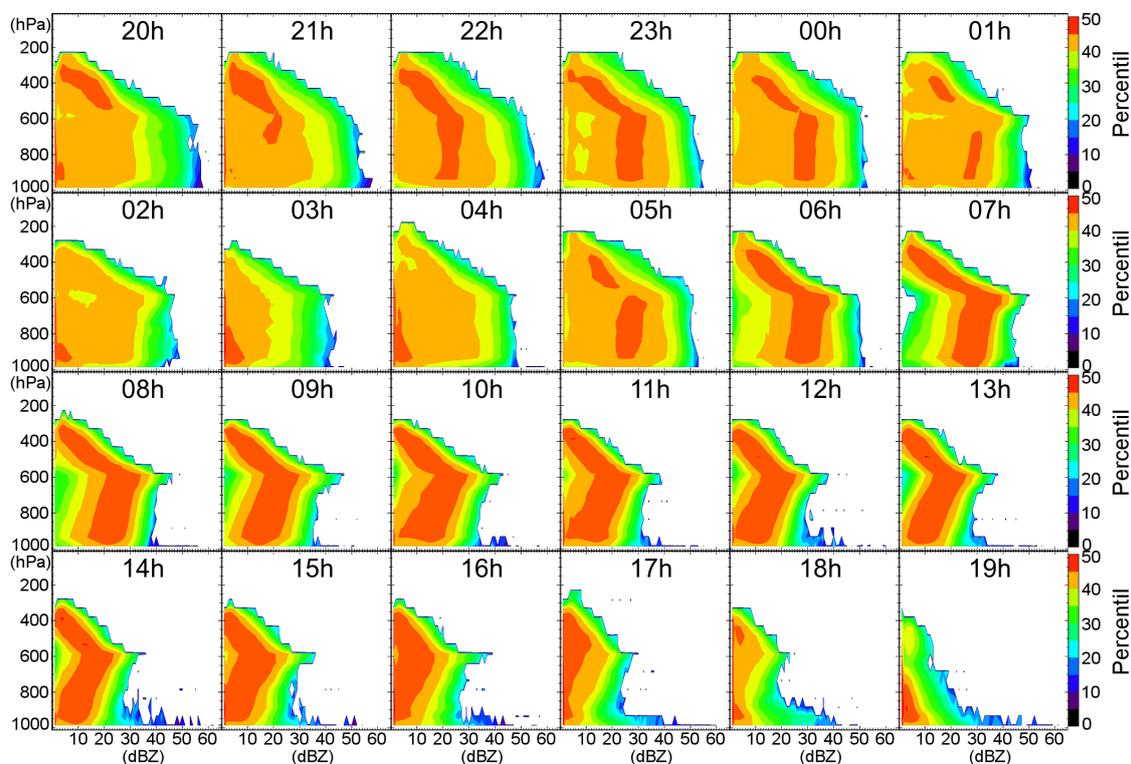


Perfil médio da componente zonal (linha azul contínua) e meridional (linha vermelha traçada) do vento na região de Manaus, obtido através da técnica VAD no período que cobre o dia 07/03/2014 às 20 h ao dia 08/03/2014 às 19 h (hora local).

Fonte: Produção do autor.

A evolução horária do perfil de refletividade ao longo do dia, pode ser observada na figura 4.20 onde o histograma de frequência do campo de refletividade para diferentes níveis de pressão (CFAD) é apresentado. Acompanhando a evolução dos CFADs é possível observar que inicialmente o SC próximo ao radar, apresentou atividade convectiva mais intensa no período das 20 h do dia 07 de março até às 01 h do dia 08 de março, período em que a refletividade em baixos níveis superou 50 dBZ. Após 01 h do dia 08 de março um perfil mais estratiforme se estabeleceu e a assinatura de uma banda brilhante, próximo ao nível de 600 hPa, começou a se destacar, permanecendo até o fim da observação, às 14 h do dia 08 de março.

Figura 4.20 - Perfil de refletividade (dBZ) entre os dias 07 e 08 de março de 2014, sobre a região de Manaus.



Histograma de frequência horária do campo de refletividade para diferentes níveis de pressão (CFAD) durante o período de 07/03/2014 às 20 h ao dia 08/03/2014 às 19 h (hora local) na região de Manaus.

Fonte: Produção do autor.

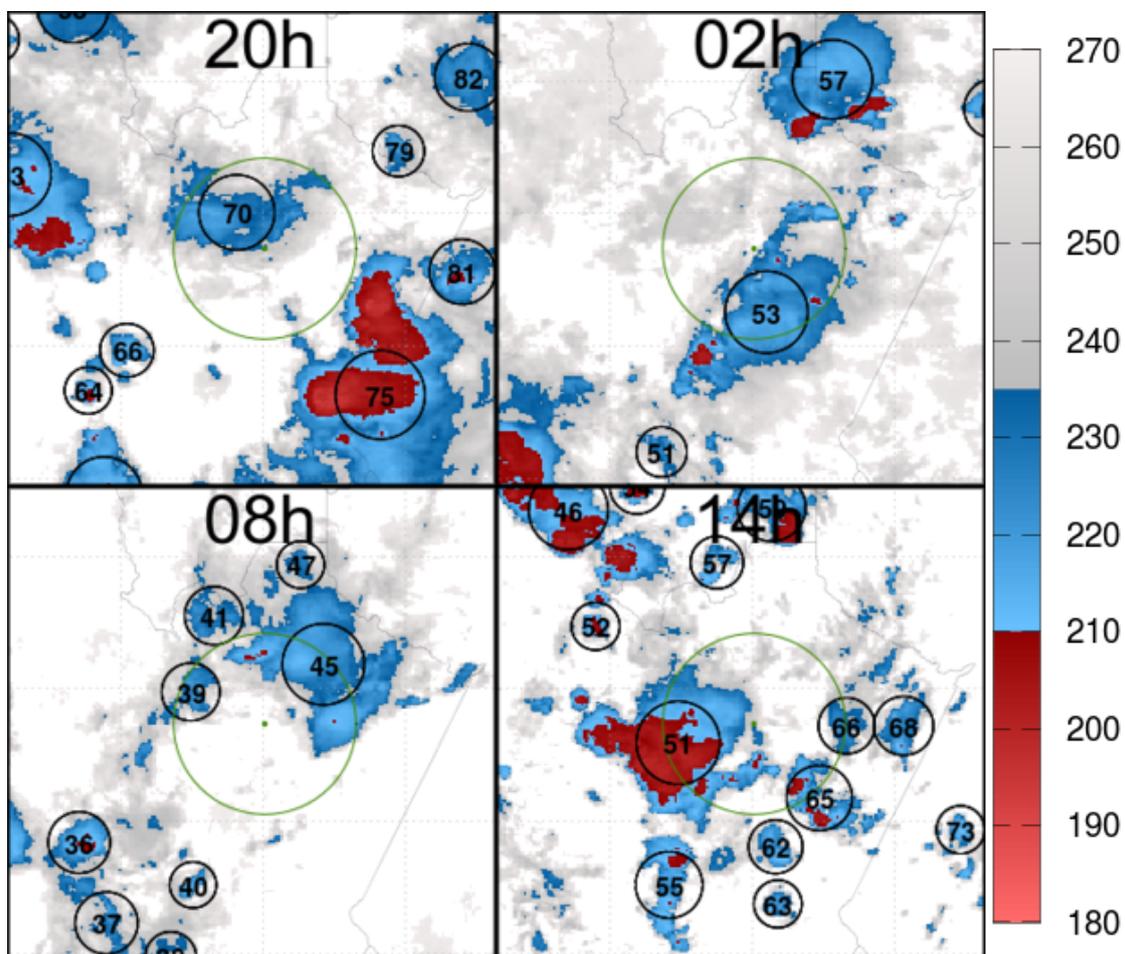
Os maiores valores de refletividade durante o período observado, se concentraram abaixo de 600 hPa, nível da banda brilhante. Destaca-se neste caso, o fato da atividade convectiva mais intensa ser observada no período da noite, o que vai de encontro com as observações discutidas anteriormente, e que indicam o contrário, devido à grande influência do aquecimento diurno no desenvolvimento de processos convectivos na região. O comportamento deste caso, pode estar associado ao grau de organização do SC, que permitiu com que atingisse maior extensão e desenvolvimento de processos convectivos com maior independência do aquecimento diurno. Segundo Rickenbach (2004), que avaliou sistemas de nuvens noturnas e a variação de nuvens e chuva no sudoeste da Amazônia, a passagem de linhas de instabilidade, formadas no continente, pela região, tende a ser responsável pelos máximos de precipitação no período da noite.

Na figura 4.1, analisada anteriormente, também é possível observar sinais de máximos noturnos durante a estação chuvosa.

O próximo caso foi observado durante os dias 03 e 04 de outubro de 2014 e começa com a entrada de um SC na região do radar, por volta das 20 h do dia 03 de outubro (figura 4.21). Este SC moveu-se de sudeste para noroeste, padrão de deslocamento de nuvens semelhante ao caso anterior. Durante a madrugada, aproximadamente às 04 h do dia 04 de outubro, após o afastamento do SC citado anteriormente, outro SC entrou na região do radar, deslocando-se de nordeste para sudoeste e em seguida fragmentou-se em várias células menores que se intensificaram próximas ao radar. Por volta das 11 h, a convecção reorganizou-se e uma célula maior e mais intensa se formou a oeste do radar. Esta célula gradualmente deslocou-se para oeste, saindo da região de cobertura do radar. Neste caso, as células de chuva deslocaram-se preferencialmente de nordeste para sudoeste durante todo o período de observação, demonstrando assim, um padrão de deslocamento distinto do observado em células de nuvem (figura 4.22) e mais coerente com o vento em baixos níveis.

No que se refere a intensidade, a evolução das células de nuvens convectivas, observadas a partir da evolução da TB do satélite GOES-13, demonstrou atuação de processos convectivos mais intensos que os observados no caso anterior, durante a estação chuvosa (figuras 4.17 e 4.21). Quanto as células de chuva, também foi perceptível o aumento na refletividade e no número total de células detectadas (figuras 4.18 e 4.22). Estes resultados corroboram com as análises anteriores, onde células de chuva e de nuvem, que se desenvolveram durante a estação chuvosa, geralmente apresentaram menor intensidade quando comparadas com a estação seca. No entanto, o tamanho das células de chuva e de nuvem, tende a ser menor durante a estação seca (figuras 4.17, 4.18, 4.21, 4.22).

Figura 4.21 - Imagens de satélite entre os dias 03 e 04 de outubro de 2014, sobre a região de Manaus.

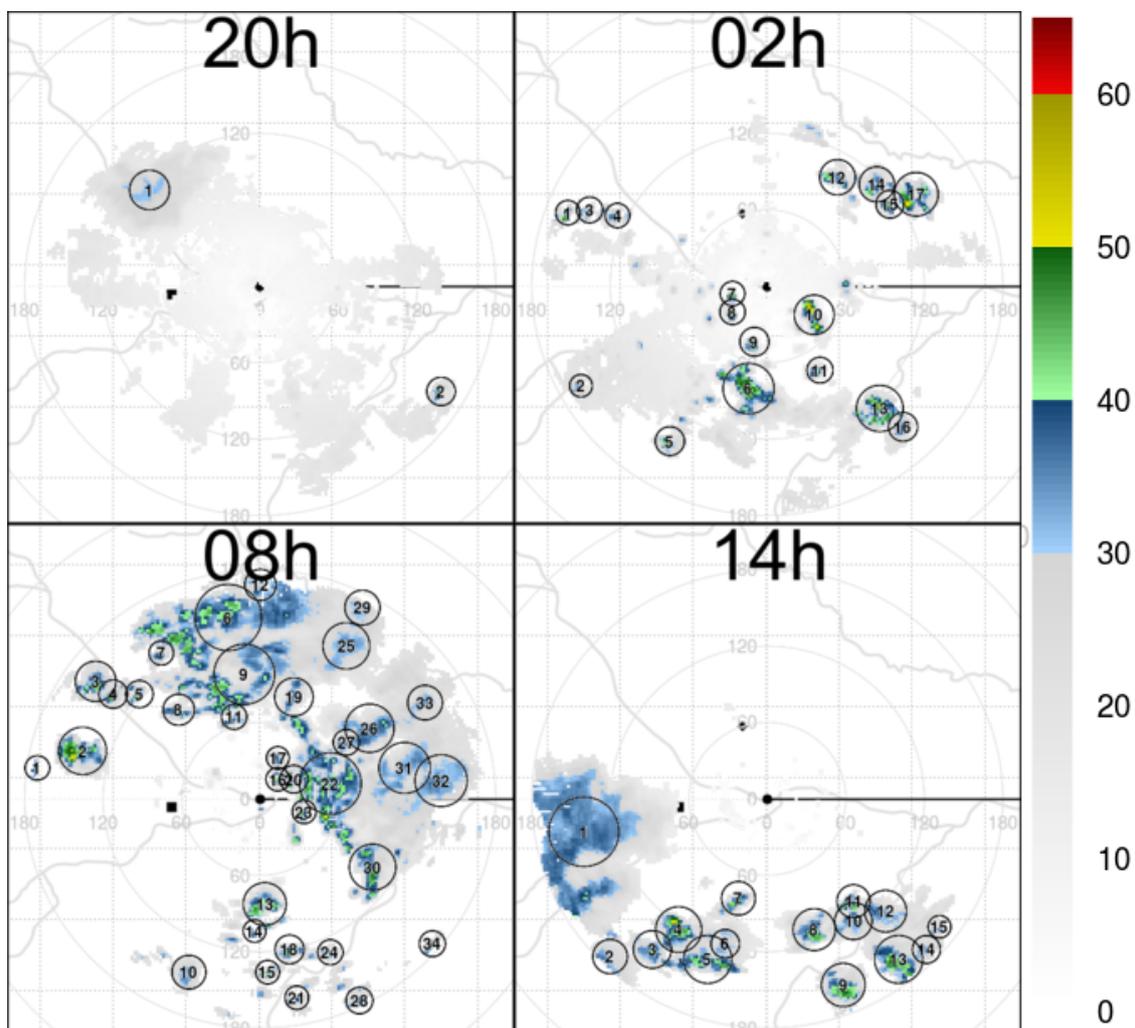


Imagens do satélite GOES-13 de TB do canal 4, da região de Manaus, do dia 03/10/2014 às 20 h e dia 04/10/2014 às 02 h, 08 h e 14 h (hora local). Círculos pretos correspondem as células identificadas e rastreadas pelo ForTraCC.

Fonte: Produção do autor.

O perfil de vento médio, obtido com a técnica VAD (figura 4.23), se mostrou bastante variável e com valores irrealistas em alguns horários, diferentemente do que foi observado no caso anterior. Esse comportamento está possivelmente associado ao maior número de células de chuva isoladas, observadas na estação seca, que foram menores e mais intensas, quando comparadas com as observadas durante a estação chuvosa (figuras 4.18 e 4.22).

Figura 4.22 - Imagens de radar entre os dias 03 e 04 de outubro de 2014, sobre a região de Manaus.



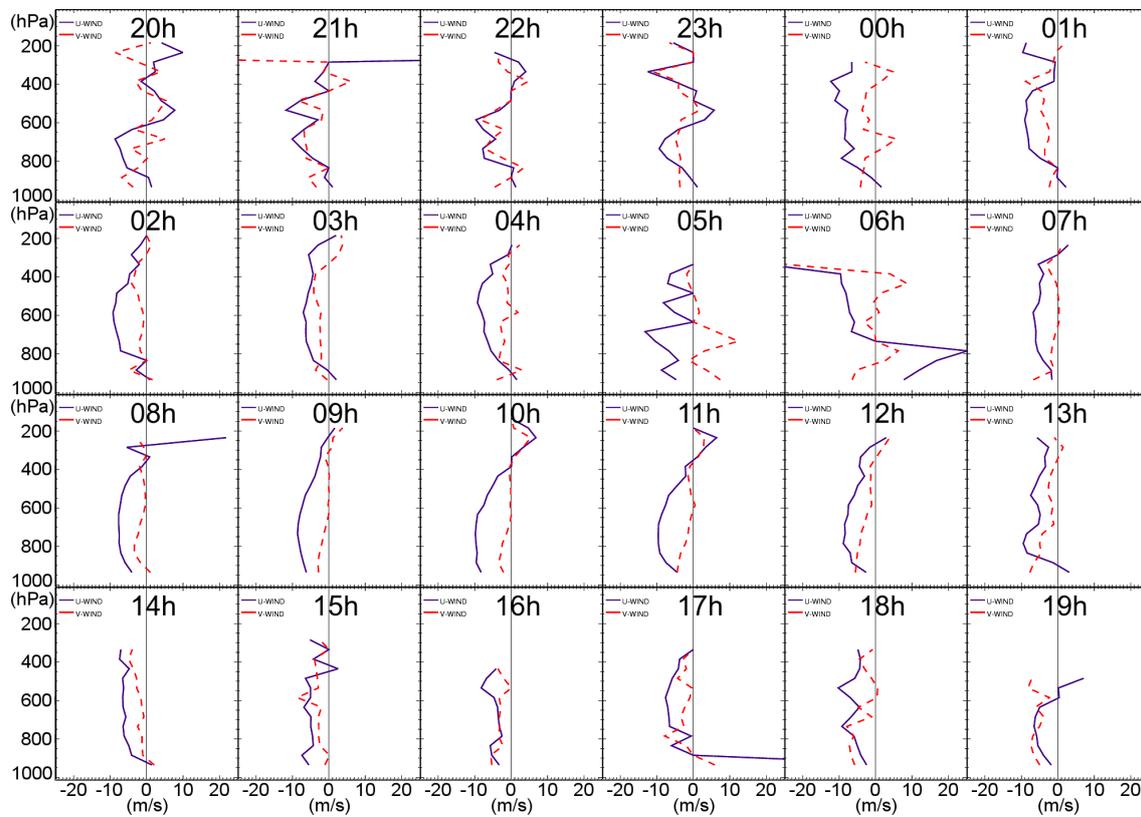
Imagens de radar Banda S do campo de refletividade (dBZ) do produto CAPPI (nível de 3 km), da região de Manaus, do dia 03/10/2014 às 20 h e dia 04/10/2014 às 02 h, 08 h e 14 h (hora local). Círculos pretos correspondem as células identificadas e rastreadas pelo ForTraCC.

Fonte: Produção do autor.

Neste caso, a perturbação no perfil de vento decorre, possivelmente, da presença de correntes ascendentes, associadas aos fortes processos convectivos, e a correntes descendentes, vinculadas aos processos de derretimento e evaporação de hidrometeoros presentes nas nuvens. Embora estes mesmos processos estejam presentes durante a estação chuvosa, a grande quantidade de umidade tende a diminuir sua intensidade. Isso ocorre porque ao mesmo tempo que um

maior conteúdo de umidade atmosférica facilita o desenvolvimento de células de chuva, ele também contribuiu para maior estabilidade do ambiente, através da cobertura de nuvens mais extensas e maior resfriamento da superfície, decorrente da precipitação. Gerando assim o padrão estratiforme da precipitação, que é característico da estação chuvosa. Com isso o padrão de circulação se torna mais homogêneo e os perfis de vento médio se tornam mais realísticos.

Figura 4.23 - Perfil de vento (m s^{-1}) entre os dias 03 e 04 de outubro de 2014, sobre a região de Manaus.



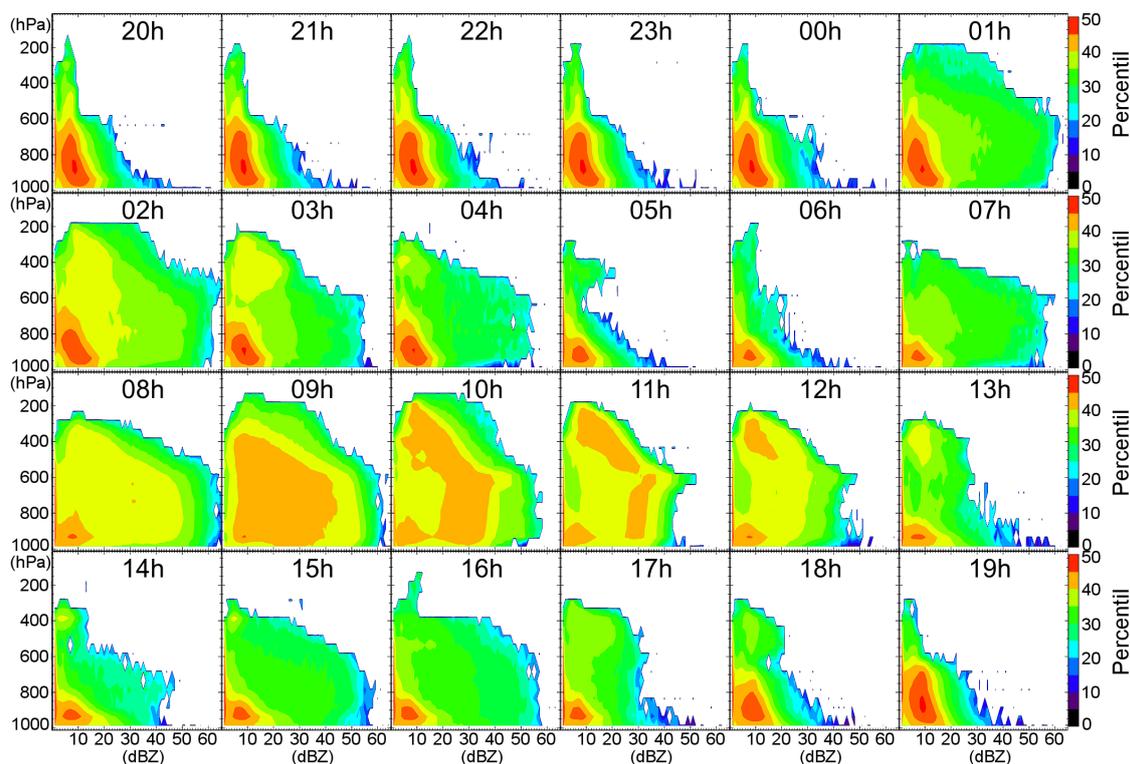
Perfil médio da componente zonal (linha azul contínua) e meridional (linha vermelha tracejada) do vento na região de Manaus, obtido através da técnica VAD no período que cobre o dia 03/10/2014 às 20 h ao dia 04/10/2014 às 19 h (hora local).

Fonte: Produção do autor.

Analisando o gráfico CFAD através da figura 4.24, nota-se que a intensidade das células variou bastante com o tempo, apresentando rápido crescimento e decaimento. Após rápido desenvolvimento das células, observado entre às 20 h do dia 03 de outubro e 01 h do dia 04 de outubro, período em que a refletividade

alcançou valores de até 50 dBZ, foi possível observar a assinatura de banda brilhante no nível de 600 hPa, no período das 10 h às 12 h do dia 04 de outubro. Posteriormente, as intensidades das células de chuva oscilaram. Houve um breve momento em que as células diminuíram sua intensidade, no período das 13 h e 14 h, e em seguida tornaram a se intensificar no período das 15 h e 16 h.

Figura 4.24 - Perfil de refletividade (dBZ) entre os dias 03 e 04 de outubro de 2014, sobre a região de Manaus.



Histograma de frequência horária do campo de refletividade para diferentes níveis de pressão (CFAD) durante o período de 03/10/2014 às 20 h ao dia 04/10/2014 às 19 h (hora local), na região de Manaus.

Fonte: Produção do autor.

O comportamento associado a rápida intensificação e decaimento das células de chuva, pode estar associado a menor capacidade do ambiente de sustentar células de chuva por longos períodos, provavelmente devido ao menor conteúdo de umidade disponível na atmosfera durante a estação seca. Uma explicação para esse comportamento é que a menor quantidade de umidade disponível na atmosfera, durante a estação seca, resulta na maior influência do entra-

nhamento de ar seco no desenvolvimento das células. O que potencialmente pode fragmentar as células, limitando assim sua área. Outro impacto do menor conteúdo de umidade está na cobertura de nuvens da região, que é menor e por isso possibilita maior aquecimento da superfície durante o dia. O que justifica o fato dos processos convectivos mais intensos serem observados durante a estação seca.

Outro aspecto importante a ser considerado é a estrutura vertical das células de chuva analisadas. Claramente se observa que a porção mais significativa do campo de precipitação, isto é, células mais intensas e a região da banda brilhante, ocorre entre a superfície e o nível de 600 hPa. Conferindo ao campo de precipitação atuação majoritária em baixos e médios níveis, diferentemente do que se observa com SC, onde o sistema pode expandir-se até altos níveis da troposfera e em situação de maior severidade pode adentrar a tropopausa.

Uma vez que diferenças sazonais conferem diferentes características em SC e a chuva na região de Manaus, torna-se necessário conhecer as características ambientais que atuaram em cada estação e que contribuíram para as características observadas. Para isso, a análise da evolução da atividade convectiva na região, foi feita em conjunto com a evolução de variáveis ambientais como CAPE, CINE, água precipitável e cisalhamento vertical do vento (BShear), variáveis tipicamente associadas ao desenvolvimento de processos convectivos. Assim, é possível verificar o impacto destas variáveis nas características das células de chuva e de nuvem, que atuaram sobre a região. Os valores das variáveis ambientais utilizados na análise a seguir se encontram na tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Variáveis ambientais que atuaram durante os casos ocorridos no período de 7 e 8 de março de 2014 (IOP1) e no período de 3 e 4 de outubro de 2014 (IOP2).

Hora Local	CAPE ($J\ kg^{-1}$)		CINE ($J\ kg^{-1}$)		PW (mm)		BShear ($m\ s^{-1}$)	
	IOP1	IOP2	IOP1	IOP2	IOP1	IOP2	IOP1	IOP2
20	466	29	14	140	53,7	54,0	4,4	6,5
02	1162	361	7	186	60,6	50,8	9,3	6,4
08	203	706	3	136	48,7	50,0	—	7,4
14	741	444	0	93	58,0	51,4	5,0	6,9

Fonte: Produção do autor.

No primeiro caso, a atividade convectiva se desenvolveu inicialmente (20 h do dia 07 de março de 2014) sob moderado valor de CAPE (466 J kg^{-1}), CINE (14 J kg^{-1}), água precipitável (53,7 mm) e BShear ($4,4 \text{ m s}^{-1}$). Mesmo com as variáveis ambientais não indicando forte instabilidade, capaz de gerar intensos processos convectivos, é possível observar que a região já apresentava células intensas (figuras 4.17 e 4.18). Com isso podemos creditar a maior estabilidade na região, neste horário, a uma resposta do ambiente a atuação de processos convectivos em andamento e que devido a ocorrência de precipitação, na região de estudo, contribuiu para maior estabilidade do ambiente.

Esse comportamento, no qual o ambiente se torna mais estável após intensa atividade convectiva, também foi ser observado nos horários seguintes. Às 02 h do dia 08 de março de 2014, houve significativo aumento na instabilidade da região, os valores da CAPE (1162 J kg^{-1}), CINE (7 J kg^{-1}), água precipitável (60,6 mm) e BShear ($9,3 \text{ m s}^{-1}$), contribuíram para a manutenção dos processos convectivos existentes. Posteriormente, às 08 h do dia 08 de março, possivelmente devido a presença da precipitação na região de estudo, o ambiente apresentou menores valores de CAPE (203 J kg^{-1}) e PW (48,7 mm), o que contribuiu para maior estabilidade do ambiente e decaimento na intensidade das células de chuva e de nuvem na região, mesmo com os baixos valores de CINE (3 J kg^{-1}). Às 14 h do dia 08 de março de 2014, os valores de CAPE (741 J kg^{-1}), CINE (0 J kg^{-1}), PW (58,3 mm) e BShear ($5,0 \text{ m s}^{-1}$), indicavam um novo aumento na instabilidade da região, no entanto, a nebulosidade e a precipitação presentes neste horário possuíram um padrão estratiforme, decorrente do decaimento das células convectivas, observadas nos horários anteriores.

No segundo caso, a atividade convectiva se desenvolveu inicialmente (20 h do dia 03 de outubro de 2014) sob influência de pequenos valores de CAPE (29 J kg^{-1}) e elevados valores de CINE (140 J kg^{-1}), o que restringiu a atividade convectiva na região. Mesmo com elevados valores de água precipitável (54,0 mm) e pequenos valores de BShear ($6,5 \text{ m s}^{-1}$), é possível observar que a região já apresentava células sem convecção profunda, isto é, células sem núcleos com temperatura inferior a 210 K. O que se deve a forte estabilidade presente na região, que limitou o desenvolvimento de intensos processos convectivos (figuras 4.21 e 4.22). Nos horários seguintes, foi observado aumento nos valores de CAPE (02 h e 08 h do dia 4 de outubro), no entanto, os elevados valores de CINE (186 J kg^{-1} , 136 J kg^{-1} e 93 J kg^{-1}) contribuíram para maior estabilidade

atmosférica na região.

A grande instabilidade e umidade disponível na região de Manaus, contribui para o desenvolvimento de processos convectivos e precipitação ao longo do ano. De modo que, a chamada estação seca, não significa estritamente um período sem chuvas. O que realmente se observa durante a estação seca é um período de nebulosidade e precipitação com características que diferem da estação chuvosa, e que resultam na diminuição da precipitação na região. Como já observado na figura 4.1, durante a estação chuvosa a nebulosidade e precipitação, na região de Manaus, apresentam características mais estratiformes. Estas diferenças sazonais se devem a aspectos vinculados a cada estação.

Segundo [Tanaka et al. \(2014\)](#), que estudaram um período de 6 anos de dados, a variação diurna da precipitação na bacia amazônica central (região de Manaus), bem como a variação da precipitação em região urbana e de floresta, diferente conteúdo de umidade na atmosfera é disponível em cada estação e nas diferentes regiões (urbana e de floresta). Segundo estes autores, a precipitação nas estações pluviométricas em regiões de florestas são 21% maiores que as observadas em estações da região urbana. Indicando que a atividade convectiva, responsável pela precipitação em região de floresta é mais intensa que a observada sobre estações urbanas. Comportamento devido principalmente a diferenças no conteúdo de umidade, associada principalmente a transpiração da vegetação, que é um importante mecanismo pela qual a umidade, na camada limite da região de floresta, se mantém elevada ([TANAKA et al., 2014](#)). Quanto as variações sazonais, na região de Manaus, estes autores comentam que durante a estação seca o vento é geralmente de leste, enquanto na estação chuvosa é de nordeste, situação que traz mais umidade para a bacia amazônica ([TANAKA et al., 2014](#)). Característica também discutida por [Raia e Cavalcanti \(2008\)](#), ao avaliar o ciclo de vida do sistema de monção Sul-Americano.

De forma geral, a avaliação dos perfis de refletividade dos casos discutidos anteriormente, assim como sua relação com as variáveis ambientais, permite definir algumas características dos campos de nebulosidade e precipitação durante as estações chuvosa e seca em Manaus. Enquanto na estação chuvosa os perfis de refletividade demonstram atividade convectiva mais persistente próxima a região do radar, resultado dos elevados valores de umidade e baixos valores de CINE presentes na região. Na estação seca, a rápida variação do perfil de

refletividade é consistente com a presença de células convectivas precipitantes esparsas e menores que as observadas durante a estação chuvosa, que resulta de uma maior limitação a atividade convectiva imposta pelos altos valores de CINE.

O impacto da maior restrição ao desenvolvimento convectivo, devida a presença de menor conteúdo de umidade atmosférica e a maior inibição convectiva, observados durante a estação seca, são visíveis quando se compara as imagens do satélite GOES-13 e imagens do radar banda S, dos dois casos considerados neste estudo. Com esta comparação é possível observar que, enquanto ampla banda de nebulosidade e precipitação é observada no caso ocorrido nos dias 7 e 8 de março de 2014, o caso observado nos dias 3 e 4 de outubro de 2014, apresentou nuvens convectivas e células de chuva, contidas em regiões menores. A seguir é apresentada uma avaliação dos dois estudos de caso, com foco na propagação das células de chuva e nuvens e os campos de vento obtidos pela técnica VAD, apresentados nas figuras 4.19 e 4.23.

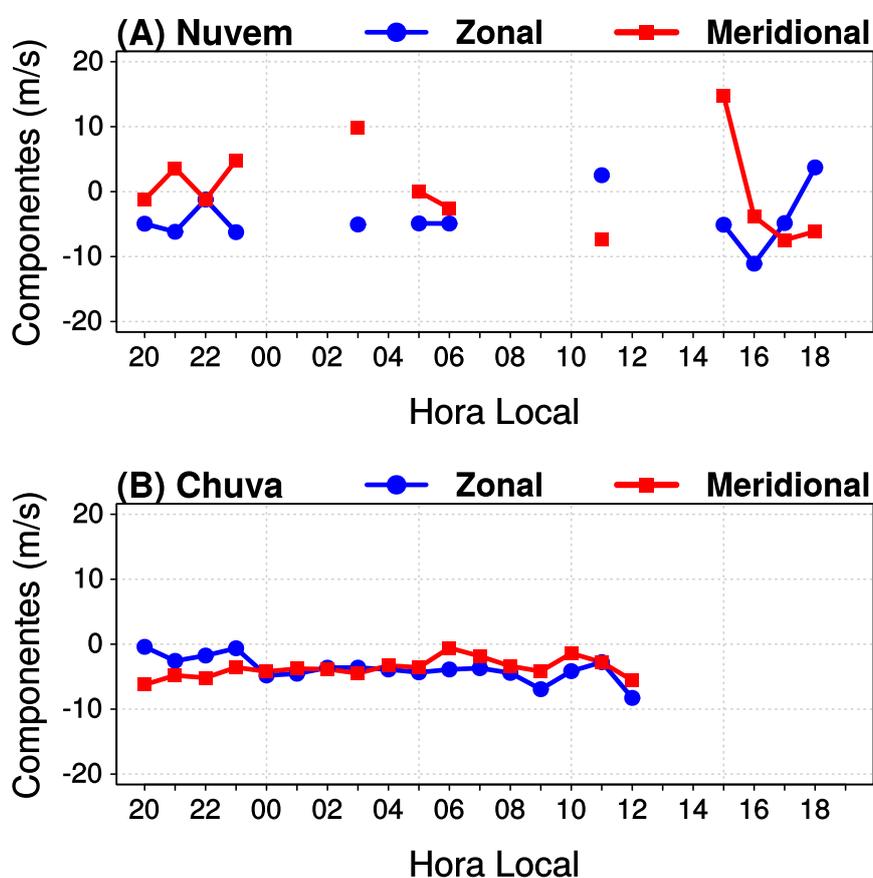
4.4.1 Estação Chuvosa - Células de Nuvem

A figura 4.25A apresenta uma série temporal com a evolução das componentes do movimento das células de nuvem, do estudo de caso descrito na estação chuvosa. Primeiramente é possível observar intermitências nos valores das componentes em vários pontos, isso se deve a momentos em que o centro de massa das nuvens convectivas, estiveram fora da área de estudo definida na metodologia.

Avaliando o movimento das células de nuvem (figura 4.25A) e o perfil médio de vento (figura 4.19), nos momentos em que as células se apresentaram mais próximas da área de estudo, é possível observar que as características deste caso são similares a trajetória média das células de nuvem, observadas na região durante a estação chuvosa e que foi devidamente discutida nas seções anteriores. Onde o deslocamento das células é predominantemente para noroeste, aparentemente seguindo o campo de vento em altos níveis. No entanto, grande variabilidade foi observada no movimento das células de nuvem, aparentemente, indicando a atuação de diferentes níveis de vento sobre o movimento das células, ou ainda a influência de outras forças.

Inicialmente, às 20 h do dia 07 de março de 2014, o campo de vento no nível de 400 hPa, apresentou maior similaridade com o movimento das células de nuvem que atuaram sobre a região. No entanto, forte oscilação no movimento das células foram observadas nos horários seguintes. Esta variação no movimento das células de nuvem é principalmente devida a componente meridional do movimento (figura 4.25A), que apresenta oscilações entre valores positivos e negativos.

Figura 4.25 - Movimento das células de nuvem e de chuva do caso 1.



Série temporal das componentes do movimento das células de: A) Nuvem; B) Chuva. No período de 07/03/2014 às 20 h ao dia 08/03/2014 às 19 h (hora local).

Fonte: Produção do autor.

A determinação do padrão de vento que definiu o movimento das células de nuvem, pode ser obtida devido a uma assinatura característica no perfil de

vento. Na qual uma mudança na componente meridional do campo de vento, acima do nível de 400 hPa, pode ser observada ao longo do período de estudo. Avaliando todos os perfis de vento médio, observa-se que abaixo do nível de 400 hPa a componente meridional do vento tende a ser predominantemente negativa, isto é, para sul, enquanto que acima de 400 hPa existe uma tendência da componente meridional do vento ser para norte. Como a componente meridional do movimento das células de nuvem tende a oscilar entre valores positivos e negativos, pode-se supor que nuvens com menor desenvolvimento vertical seguiram para sul, influenciadas pelo padrão de vento abaixo do nível de 400 hPa, enquanto células que apresentaram maior desenvolvimento vertical seguiram para norte, influenciadas pelo vento acima do nível de 400 hPa.

4.4.2 Estação Chuvosa - Células de Chuva

No que se refere ao movimento de células de chuva (figura 4.25B), é possível observar que as componentes de seu movimento também apresentaram descontinuidade ao longo do período de análise, mais especificamente após as 12 h, no entanto, no período em que células de chuva atuaram na região de estudo, observa-se que o movimento da mesma apresentou pouca variação, quando comparada com o movimento de células de nuvem, discutidas anteriormente. Inicialmente, no período das 20 h às 23 h do dia 07 de março de 2014, características do movimento das células de chuva, como fraca componente zonal e componente meridional em torno de $-5,0 \text{ m s}^{-1}$ são consistentes com o vento médio de baixos níveis (em torno de 800 hPa).

Posteriormente, no período das 00 h às 05 h, as células de chuva moveram-se predominantemente para sudoeste, a uma velocidade absoluta de aproximadamente $4,0 \text{ m s}^{-1}$, padrão consistente com o vento em torno do nível de 600 hPa, provavelmente também influenciado pelo aumento no cisalhamento vertical do vento e a maior profundidade das células de chuva. No período seguinte, isto é, entre 07 h e 12 h, observa-se que o padrão de movimento das células de chuva se diferenciou do vento médio da camada, obtido com a técnica VAD. Isto pode ser constatado, através da observação da componente zonal das células de chuva, que durante este período oscilou entre $-4,0 \text{ m s}^{-1}$ e $-9,0 \text{ m s}^{-1}$ e a componente meridional, um pouco mais fraca, com direção sul. Este comportamento, não se ajusta totalmente aos diferentes níveis do campo de vento médio, que para o mesmo período, demonstraram a atuação de fraca

componente zonal e deslocamento predominante de sul. Dentre os fatores que podem explicar este comportamento diferenciado, da propagação das células em relação ao vento, está o desenvolvimento de um movimento aparente que é determinado pela região de iniciação de novas células. Este assunto será bastante explorado no próximo capítulo.

4.4.3 Estação Seca - Células de Nuvem

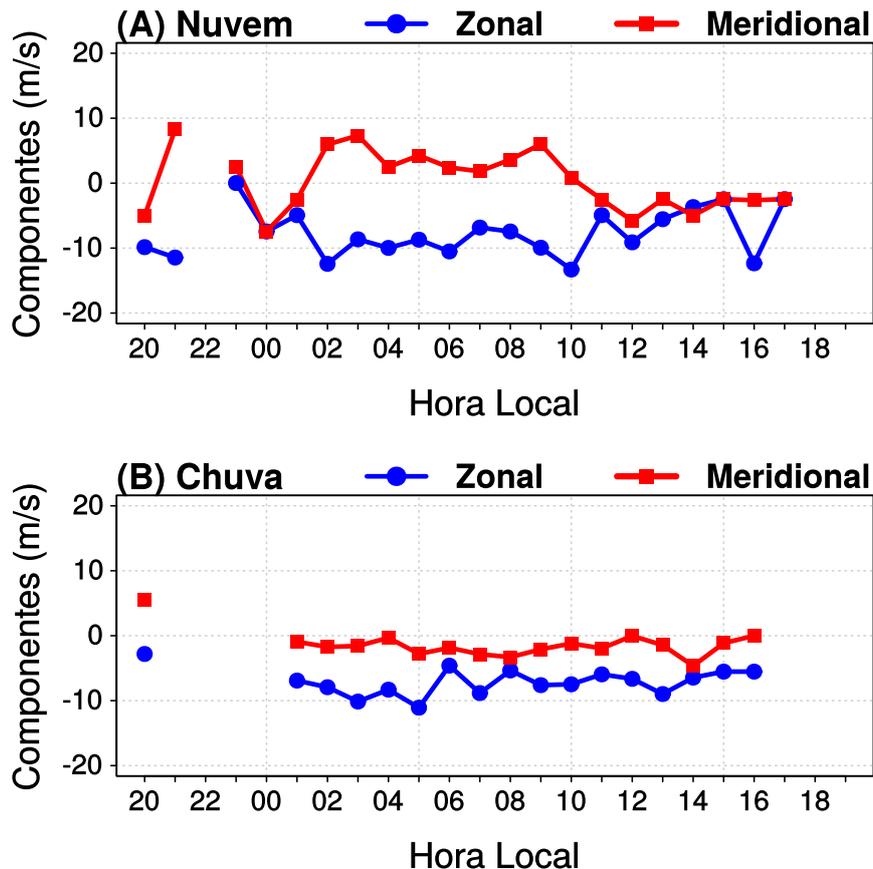
De forma geral, o movimento das células de nuvem durante a estação seca, apresentou padrão similar ao observado na estação chuvosa, com células desenvolvendo componente zonal preferencialmente para oeste e componente meridional oscilando entre valores positivos e negativos (figura 4.26A). Variações significativas nas componentes zonal e meridional do perfil médio de vento também foram observados, durante o período de análise. Ressalta-se, no entanto, que em alguns horários durante a estação seca, observou-se número reduzido de células convectivas. Situação que pode gerar erros nas estimativas das componentes médias do vento. Esta situação ocorreu de forma marcante nas primeiras horas e nas horas finais da análise e é visível também na figura 4.26A, onde é representado pelos valores intermitentes ou inexistentes das componentes do movimento das células. O que justifica as incoerências entre as componentes do perfil do campo de vento e as componentes do movimento das células de nuvem durante estes períodos.

No que se refere as componentes do movimento das células às 23 h do dia 3 de outubro de 2014, a fraca intensidade da componente zonal e a presença de uma componente meridional de aproximadamente $3,0 \text{ m s}^{-1}$, conferiu as células de nuvem deslocamento para norte, consistente com o campo de vento em torno do nível de 500 hPa, aproximadamente. Aparentemente esse nível de vento, representativo do movimento das células de nuvem, se manteve até 1 h do dia 04 de outubro, no entanto, é difícil determinar com precisão esse comportamento, uma vez que neste mesmo período uma grande camada atmosférica apresentou perfil de vento com pouca variação vertical e padrão similar ao movimento das células de nuvem.

No período entre 02 h e 03 h deste mesmo dia, o movimento das células de nuvem se mostrou compatível com o campo de vento em altos níveis. A fraca variação do vento com a altura, às 07 h do dia 04 de outubro, na camada

entre 800 hPa e 400 hPa, torna difícil definir com precisão o nível de vento mais representativo do movimento das células de nuvem neste horário. No entanto, é possível afirmar que o vento médio desta camada se mostra mais adequado para representar o movimento das células de nuvem.

Figura 4.26 - Movimento das células de nuvem e de chuva do caso 2.



Série temporal das componentes do movimento das células de: A) Nuvem; B) Chuva. No período de 03/10/2014 às 20 h ao dia 04/10/2014 às 19 h (hora local).

Fonte: Produção do autor.

O movimento apresentado pelas células de chuva no período entre 09 h e 10 h do dia 04, não apresentou padrão de movimento consistente com os perfis de vento destes horários. No entanto, no período entre 11 h e 17 h, o padrão de movimento das nuvens foi predominantemente para sudoeste, comportamento similar ao campo de vento de diferentes camadas atmosféricas. A possível

explicação para essas diferenças é baseada em uma teoria sobre o movimento aparente que será descrita no próximo capítulo.

4.4.4 Estação Seca - Células de Chuva

Durante a estação seca, o deslocamento das células de chuva foi predominantemente para oeste-sudoeste, característica que pode ser verificada na figura 4.26B. Onde a componente zonal, que na maior parte do tempo apresentou valores inferiores a $-5,0 \text{ m s}^{-1}$ e uma componente meridional, mais fraca, que em grande parte do período de análise apresentou valores negativos. Durante maior parte do período de estudo, os perfis de vento médio apresentaram campo de vento em diferentes níveis, compatível com a direção desenvolvida pelas células de nuvem, e assim como foi observado com células de nuvem, dificultou a correta definição do nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva. No entanto, como existe um padrão no qual o movimento de células de chuva tende a ser melhor representado pelo campo de vento de baixos níveis, pode-se estimar que o campo de vento em torno do nível de 800 hPa seja o mais representativo do movimento das células de chuva.

4.5 Conclusões - Primeira Parte

As análises aqui apresentadas buscaram avaliar as similaridades e diferenças entre os movimentos apresentados por células de chuva e de nuvem e o papel de variáveis ambientais no movimento das células na região de Manaus, durante as estações chuvosa e seca. Os resultados evidenciaram que em ambas as estações, células de nuvem apresentaram tamanhos maiores no final da tarde, coerente com o desenvolvimento de processos convectivos mais intensos e de maior duração. As células de chuva apresentaram comportamento semelhante, contudo, o maior tamanho algumas horas antes no período da tarde, caracterizando a diferença entre a chuva, uma subparte da nuvem e toda a nuvem que é composta por diferentes tipos de nuvens e podem ou não estar associado a formação de chuva.

Variáveis ambientais associadas ao desenvolvimento e manutenção dos processos convectivos, foram avaliadas ao longo do ano de 2014. O que permitiu caracterizar o ambiente sob o qual os SC se desenvolveram em cada estação. Embora altos valores de CAPE e PW tenham sido observados, facilitando o

desenvolvimento da convecção durante todo o ano, uma marcante variabilidade sazonal é também observada, caracterizando as estações chuvosa e seca.

No que se refere as características cinemáticas das células, observou-se que células de nuvem apresentaram maior variabilidade em seu movimento, quando comparado com células de chuva, em ambas as estações. As células de chuva se propagam preferencialmente com o vento de baixos níveis e as células de nuvens predominantemente com ventos de mais altos níveis. As condições termodinâmicas e dinâmicas apresentam uma relação com a propagação que basicamente consistem em condições que definem a intensidade da convecção e, portanto, sua profundidade e o efeito advectivo por uma camada maior.

O perfil médio das diferenças entre o vetor movimento das células e o campo de vento, para diferentes níveis, permitiram determinar os níveis de vento mais representativos para o movimento das células. No caso de células de chuva, o nível mais representativo de seu movimento esteve associado ao campo de vento em baixos níveis, 850 hPa durante a estação chuvosa, e 800 hPa durante a estação seca. Neste caso, a altura do nível mais representativo parece estar associada a intensidade dos processos convectivos. De modo que, o movimento de células convectivas mais intensa tende a ser melhor representado pelo vento em níveis mais elevados.

Com relação ao movimento de células de nuvem, os resultados evidenciaram a atuação de diferentes níveis de vento sobre o movimento das células. No entanto, em termos médios, os níveis de vento mais relevantes para representar o movimento das células de nuvem foram uma composição entre os níveis de 850 hPa e 250 hPa. Assim como foi observado com células de chuva, parece haver influência da intensidade das células de nuvem no nível de vento mais representativo. Uma vez que durante a estação seca a menor diferença entre o campo de vento e o vetor movimento das células de nuvem ocorrem em níveis mais elevados. Os níveis de vento demonstram estar associados a duas características básicas presentes em SC, a região convectiva e a região da bigorna. Enquanto a região convectiva está associada a geração de novas células, que podem ser iniciadas devida elevação do ar em baixos níveis por frentes de rajada geradas pela própria dinâmica do sistema. A região da bigorna está associada a células antigas e que são advectadas pelo vento em altos níveis.

Muitos processos atuam durante a evolução de SC, fazendo com que o movimento de células de chuva e de nuvem apresentem diferenças significativas. No entanto, os resultados permitiram verificar que em termos médios, é possível definir um nível de vento representativo para o movimento de células de chuva, o que confirma os resultados e discussões apresentados por outros autores como [Moncrieff e Green \(1972\)](#) e [Moncrieff \(1978\)](#).

Embora o movimento de células de chuva se mostre sensível as diferentes condições ambientais, observadas durante as estações chuvosa e seca, e conseqüentemente a variações nas características físicas das células como tamanho e intensidade. Estas variações não provocaram mudanças significativas no nível de vento mais representativo do movimento das células. De modo que, esse domínio apresentado pelo vento em baixos níveis, de advectar as células de chuva, pode ser utilizado como uma boa aproximação da componente advectiva destas células. No entanto, para células de nuvem, apenas o campo de vento em baixos níveis não é suficiente para determinar a componente advectiva das células. Uma vez que em termos médios, o campo de vento em baixos e altos níveis se mostram relevantes no processo de advecção das mesmas.

5 MOVIMENTO DE CÉLULAS DE CHUVA: UMA AVALIAÇÃO DE DIFERENTES MODELOS DE PROPAGAÇÃO

Este capítulo explora o nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva em diferentes regiões do Brasil e avalia seu potencial uso na previsão imediata do movimento destas células. Além disso, também se avalia o papel da instabilidade atmosférica nos desvios do movimento das células em relação ao vento. Para isso, primeiramente será avaliado o nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva, em regiões com distintas características ambientais. Objetivando com isso, determinar um nível de vento que represente o movimento das células, que seja comum as três regiões.

5.1 O Campo de Vento e o Movimento de Células de Chuva

Na seção 3, a figura 3.2 apresentou uma composição da posição geográfica das regiões em estudo, bem como as características médias do vetor vento em baixos níveis e do vetor movimento médio das células de chuva. Nesta figura, também foi possível observar que o vetor vento no nível de 700 hPa foi o mais próximo vetor do movimento médio das células de chuva, para às três regiões. Em termos de velocidade média de deslocamento, os resultados observados nas campanhas analisadas são próximos aos encontrados por [Novo et al. \(2014\)](#) ao rastrear as células de chuva, usando dados de radar, em Cuba durante a estação chuvosa de 2007. Os autores observaram que as tempestades apresentaram velocidade média de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ sobre o continente e $5,0 \text{ m s}^{-1}$ sobre o oceano, com direção média para oeste em acordo com os ventos alísios.

O nível guia (\vec{S}_t), nível que melhor representa o movimento de células de chuva, corresponde a altura em que o movimento destas células apresenta estatisticamente menor diferença com relação ao vetor vento. Assim, o nível guia foi calculado como o nível com a menor diferença normalizada entre o vento e o movimento das células de chuva. Para isso, utilizou-se a mesma metodologia detalhada no capítulo anterior, no qual o NRMSE (raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado) foi calculado como a raiz do erro quadrático absoluto médio (RMSE) entre as componentes do vento e do movimento das células de chuva, isto é, a soma da raiz da diferença quadrática média, dos (n) casos de propagação, entre as componentes zonal e meridional do vento e das

células de chuva, em diferentes (p) níveis, conforme apresentado na equação 5.1. A influência das diferentes magnitudes do vento, nos diferentes níveis, foi eliminada através da normalização do RMSE pelo módulo do vetor vento em cada nível.

$$NRMSE^p = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \sqrt{\frac{(U_r^t - U_w^{p,t})^2 + (V_r^t - V_w^{p,t})^2}{\sqrt{(U_w^{p,t})^2 + (V_w^{p,t})^2}}} \quad (5.1)$$

Onde o numerador, do lado direito da equação 5.1, corresponde à diferença entre os vetores movimento de células de chuva e do vento ambiente, normalizados pelo denominador, que corresponde a magnitude do vento no nível de pressão em questão. Para um determinado nível p de pressão e tempo t , $(U_r; U_w)$ e $(V_r; V_w)$ correspondem as componentes zonais e meridionais das células de chuvas e do vento, respectivamente.

A figura 5.1, apresenta o NRMSE e indica o nível guia próximo ao nível de 700 hPa, nível com as menores diferenças entre o vetor vento e o movimento das células de chuva para todas as regiões. O nível guia em 700 hPa (\vec{V}_{700}) também foi observado por Ligda e Mayhew (1954), Houze (1993), Carbone et al. (2002). Embora o nível de 700 hPa se mostre o mais representativo do movimento das células de chuva nas regiões em estudo, nota-se que a magnitude da velocidade das células de chuva é, em média, menor que a velocidade do vento em 700 hPa (figura 3.2). Está claro que outro parâmetro deve ser adicionado para reduzir a diferença entre o vetor vento do nível guia e o movimento das células de chuva. Como uma primeira aproximação, uma constante (α) foi aplicada a velocidade do vento no nível guia. O melhor alfa, foi definido como o menor valor da raiz do erro quadrático médio entre o vetor vento no nível guia (multiplicado pelo alfa) e o vetor movimento das células de chuva. O valor do RMSE foi calculado conforme descrito na equação 5.2.

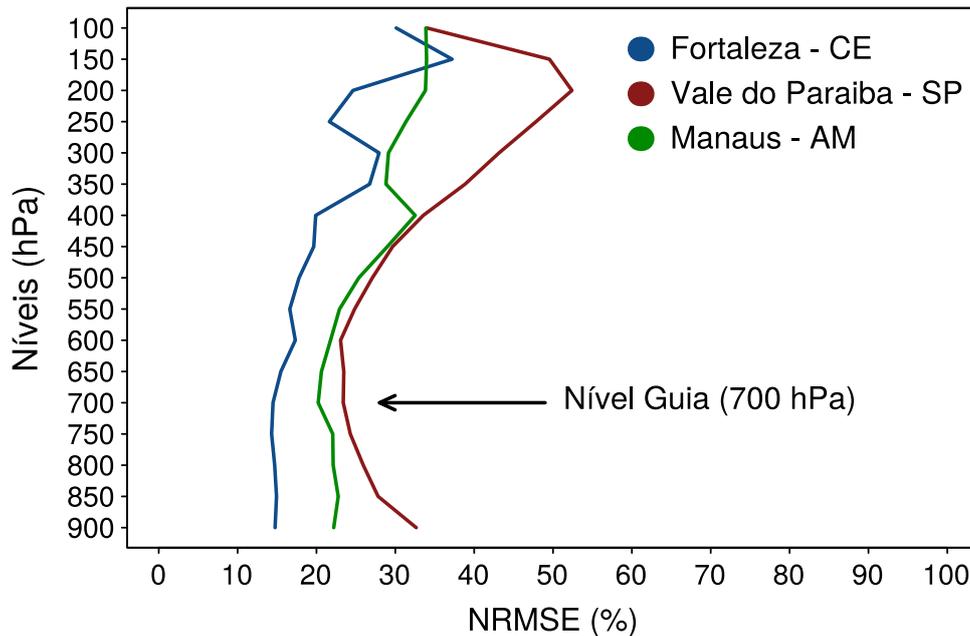
$$RMSE = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \sqrt{(\alpha \cdot u_w - u_r)^2 + (\alpha \cdot v_w - v_r)^2} \quad (5.2)$$

Onde $(u_w; v_w)$ e $(u_r; v_r)$ representam as componentes zonais e meridionais do vento no nível guia e das células de chuva, respectivamente.

O melhor valor de alfa para todas as regiões foi aproximadamente 0.75 (fi-

gura 5.2). A previsão de deslocamento das células de chuva, usando somente o vento do nível guia e o vento no nível guia ajustado pelo valor de alfa, foi avaliada para até 20 minutos (não mostrado). O erro médio entre a posição prevista e a observada (distância euclidiana) foi menor para o modelo ajustado pelo parâmetro alfa e foi menor que 4 km.

Figura 5.1 - Nível guia observado durante as campanhas em estudo.



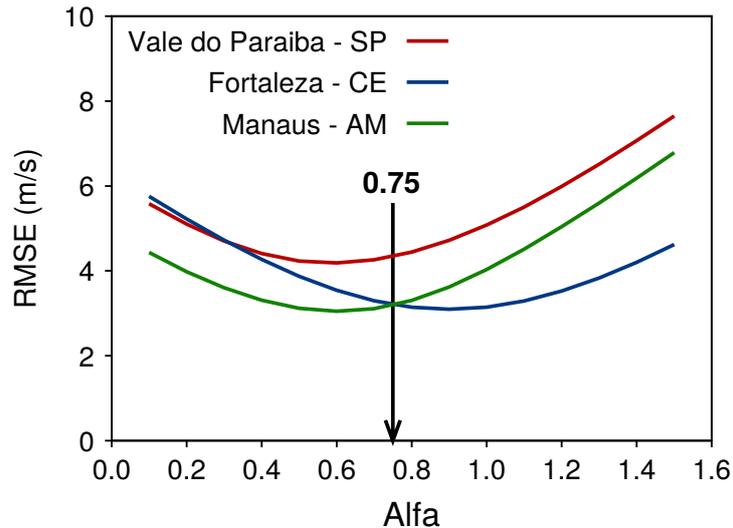
Perfil com a raiz do erro quadrático absoluto médio normalizado (NRMSE) entre o vento, em diferentes níveis de pressão, e o vetor propagação das células de chuva. Durante as campanhas de Fortaleza - CE (linha azul), Manaus - AM (linha verde) e Vale do Paraíba - SP (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor.

Segundo Potts et al. (2000), pequenas tempestades são frequentemente advectadas pelo vento médio da camada de nuvens, enquanto tempestades multicelulares, linhas de instabilidade e supercélulas podem desviar consideravelmente do vento médio, dependendo principalmente da estabilidade atmosférica e do cisalhamento vertical do vento. Para Geng et al. (2011), a altura e a área de sistemas precipitantes são positivamente correlacionadas, indicando que grandes sistemas são frequentemente mais profundos que sistemas pequenos, movendo-se com o fluxo ambiental em diferentes níveis, em diferentes períodos. De modo que, quando sistemas precipitantes são baixos em altura, seu movimento é ge-

ralmente consistente com o vento em baixos níveis, no caso de sistemas mais profundos o movimento observado tende a estar associado ao vento em médios níveis. O que indica que o cisalhamento vertical do vento pode apresentar um efeito importante sobre o movimento de sistemas atmosféricos.

Figura 5.2 - Parâmetro alfa para as diferentes regiões de estudo.



Erro associado a utilização da constante alfa para as campanhas de Fortaleza - CE (linha azul), Manaus - AM (linha verde) e Vale do Paraíba - SP (linha vermelha).

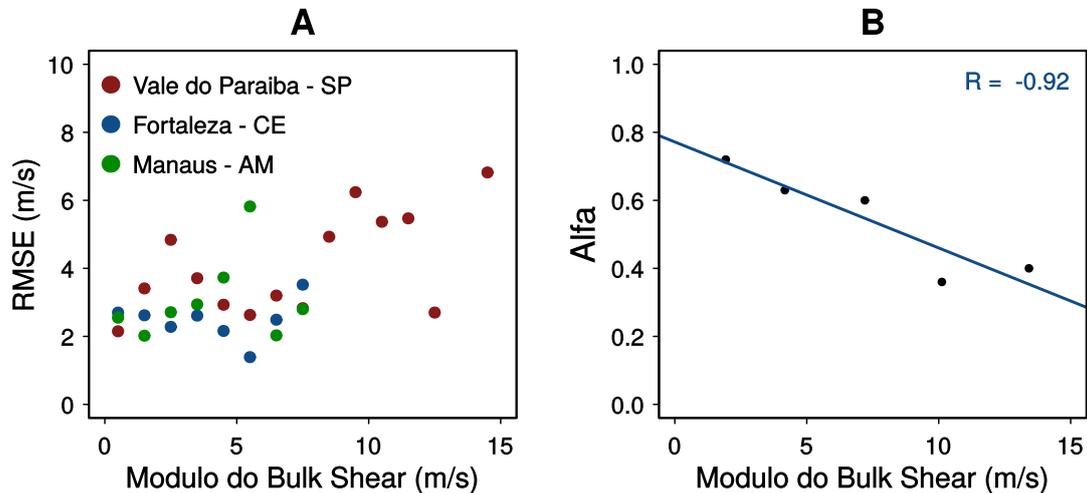
Fonte: Produção do autor.

Para analisar o efeito do cisalhamento vertical do vento no movimento das células de chuva, calculou-se o RMSE conforme apresentado anteriormente, mas agora entre o vetor movimento de células de chuva e o $\alpha \times$ (vetor vento no nível guia), para diferentes faixas de valores do módulo do cisalhamento do vento.

O módulo do vetor cisalhamento do vento (do inglês "*Bulk Shear*" e referido a partir de agora como $BShear$ ($m s^{-1}$)), foi definido como a diferença entre a velocidade do vento médio da camada correspondente aos primeiros 6 km mais baixos da atmosfera e a velocidade média do vento nos primeiros 500 m mais baixos, conforme definido por Johnson e Mapes (2001) e Markowski e Richardson (2010). A figura 5.3A mostra uma relação aproximadamente linear, para às três regiões, entre o RMSE (entre o vetor vento no nível guia ajustado pelo parâmetro alfa e o vetor movimento das células de chuva) e o $BShear$. Nota-se que, considerando esse modelo mais simples do nível guia com um alfa fixo, o erro

aumenta à medida que os valores do BShear aumentam.

Figura 5.3 - Relação entre o vento no nível guia, o movimento de células de chuva e o cisalhamento vertical do vento.



A) Relação entre a raiz do erro quadrático médio (RMSE) calculado entre a velocidade da célula de chuva e do vento no nível guia e o cisalhamento vertical do vento na camada 0-6 km; B) Relação entre o melhor valor do parâmetro alfa e o módulo do BShear da camada 0-6 km.

Fonte: Produção do autor.

Esse resultado indica que o parâmetro alfa deverá ser modulado pelo BShear, de modo que, quanto maior o BShear maior será o RMSE. Portanto, o modelo do nível guia com o parâmetro alfa em função do BShear, deverá apresentar menor RMSE. Assim, um melhoramento no modelo do nível guia, considerando o BShear é proposto. Para isso, separou-se os valores de BShear em classes de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ e o melhor valor de alfa foi calculado para cada classe, usando o RMSE. A figura 5.3B apresenta o melhor valor de alfa para cada classe de BShear. Uma relação linear é observada com uma correlação de -0.92, entre o melhor valor de alfa e o BShear. O parâmetro alfa como função do BShear e a nova definição do nível guia, podem ser descritos pelas equações 5.3 e 5.4, respectivamente.

$$\alpha = 0,77 - (0,03B_{shear}) \quad (5.3)$$

$$\overrightarrow{St_{adj}} = \alpha \cdot \overrightarrow{V_{700}} \quad (5.4)$$

Como mencionado acima, o erro na previsão do movimento das células de chuva, para até 20 minutos, foi calculado e apresentou menor erro que o obtido usando o parâmetro alfa constante. Deste modo, o deslocamento de células de chuva pode ser aproximado utilizando o vento no nível de 700 hPa, corrigido por um parâmetro alfa fixo no valor de 0.75. No entanto, se a informação sobre o BShear estiver disponível, o deslocamento de células de chuva pode ser estimado, de forma mais precisa, aplicando o parâmetro alfa, definido na equação 5.3, ao vetor vento do nível guia. Este nível guia, ajustado pelo parâmetro alfa, será referido a partir de agora como nível guia ajustado (equação 5.4).

Existem inúmeras razões pela qual a previsão do movimento de tempestades apresenta erros e o ambiente termodinâmico pode desenvolver um papel importante na magnitude destes erros, uma vez que a propagação de tempestades está associada ao desenvolvimento de novas células convectivas, que depende principalmente da presença de umidade, instabilidade e de movimentos ascendentes, para o surgimento de convecção úmida profunda (ZEITLER; BUNKERS, 2005; KIRKPATRICK et al., 2007). A orografia também tende a ter um efeito significativo nos desvios com relação ao vento médio. Isso ocorre porque a presença de terreno elevado promove o aumento da zona de convergência de mesoescala, através de: a) levantamento forçado do ar; b) convergência a sota-vento de montanhas; c) fontes de calor elevadas. Estas regiões favorecem o desenvolvimento de células convectivas, que podem alimentar tempestades mais antigas (KIRKPATRICK et al., 2007). A próxima seção discute o efeito da instabilidade na propagação das células de chuva.

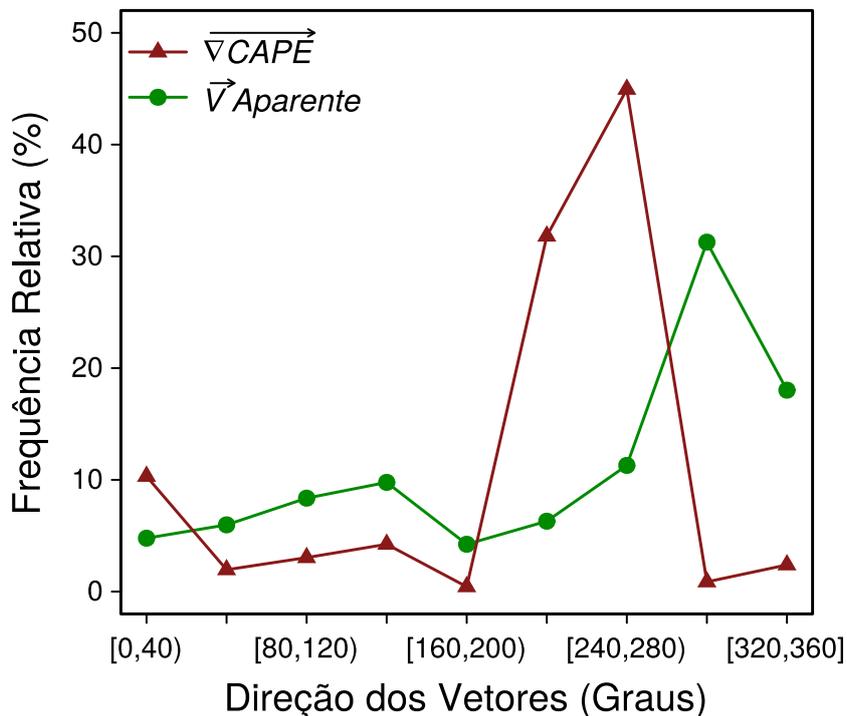
5.2 O Gradiente de CAPE e o Movimento de Células de Chuva

Diversas metodologias discutem a influência da CAPE no movimento de tempestades. O conceito clássico descrito por autores como Cotton e Anthes (1989), Corfidi (2003), Zeitler e Bunkers (2005) consideram que o movimento dos sistemas pode ser descrito pela soma de uma componente advectiva e uma propagativa. Desse modo, as células de chuva são advectadas pelo vento do nível guia, moduladas também pelo cisalhamento da camada, expresso pelo parâmetro BShear, e também são influenciadas pelo campo de instabilidade,

aqui representado pela CAPE.

Teixeira (2010) sugeriu que a direção do gradiente de CAPE poderia ser relacionada com a propagação anômala de sistemas precipitantes e propôs considerar o gradiente de CAPE para definir a componente de propagação de células de chuva. Para testar essa hipótese, o vetor diferença entre o movimento de células de chuva e o nível guia ajustado foi calculado. Este vetor diferença será referido a partir de agora como vetor aparente, porque a hipótese física por trás desta aproximação é que células de chuva seguem o vento no nível guia, mas crescem para regiões com grande instabilidade, desenvolvendo assim um deslocamento aparente. Por isso, o histograma da direção do gradiente de CAPE e do vetor aparente, da população de células, foi calculado. As diferenças entre as distribuições do gradiente de CAPE e do vetor aparente são próximas, embora nota-se uma diferença de, aproximadamente, 40° (figura 5.4).

Figura 5.4 - Direção do gradiente de CAPE e do vetor aparente.



Histograma de frequência de ocorrência da direção do gradiente de CAPE (linha vermelha) e do vetor aparente (diferença vetorial entre movimento de células de chuva e o nível guia ajustado) (linha verde).

Fonte: Produção do autor.

Este resultado permite parametrizar o movimento aparente em função do gradiente de CAPE. Ressalta-se que, as diferenças entre as distribuições poderiam ser menores, visto que fatores como a expansão da área das células de chuva e a conseqüente variação do seu centro de massa, acrescenta imprecisão aos cálculos e afeta as diferenças encontradas. A utilização de dados de radiossondagem, com apenas três medidas em cada região de estudo, também limita a descrição da variabilidade do gradiente de CAPE nas regiões. No entanto, mesmo com as limitações apresentadas é possível verificar que os resultados evidenciam o papel do gradiente de CAPE, nos desvios das células de chuva com relação ao vento.

Uma vez que os resultados descritos até aqui evidenciam que o nível guia ajustado (pelo BShear) e o gradiente de CAPE afetam a advecção e a propagação das células de chuva, estas características serão utilizadas para definir um novo modelo para prever o movimento destas células. Durante testes iniciais a direta aplicação dos vetores vento do nível guia e gradiente de CAPE, para compor um modelo do movimento de células de chuva, mostrou sensibilidade ao módulo do vetor gradiente de CAPE. O módulo do gradiente de CAPE depende fortemente da escala em que é computado, como o triângulo de radiossondagem, em cada região, possui tamanho diferente, o módulo do gradiente de CAPE foi afetado. Para contornar esse problema, a relação entre movimento de células de chuva e o gradiente de CAPE foi avaliada e parametrizada somente em função da direção do gradiente de CAPE, mas com o módulo do vetor nível guia. Para isso, foi definido um vetor gradiente de CAPE sintético ($\overrightarrow{\nabla CAPE_S}$), que possui o módulo do nível guia ajustado ($|\overrightarrow{St_{adj}}|$) e a direção do gradiente de CAPE ($\overrightarrow{\nabla CAPE}$). O modelo proposto para o movimento de células de chuva, chamado a partir de agora como CAPE Gradiente-Nível Guia Ajustado ($\overrightarrow{GC_{st}}$), corresponde a uma combinação linear entre o vetor nível guia ajustado ($\overrightarrow{St_{adj}}$) e o vetor gradiente de CAPE sintético ($\overrightarrow{\nabla CAPE_S}$) e será empregado em função do módulo do gradiente de CAPE ($|\overrightarrow{\nabla CAPE}|$). O vetor gradiente de CAPE sintético é definido através das equações 5.5 e 5.6.

$$\theta = \arctan \frac{\frac{\partial CAPE}{\partial x}}{\frac{\partial CAPE}{\partial y}} \quad (5.5)$$

$$\overrightarrow{\nabla CAPE_S} = |\overrightarrow{St_{adj}}| \cdot \sin \theta \vec{i} + |\overrightarrow{St_{adj}}| \cdot \cos \theta \vec{j} \quad (5.6)$$

O modelo do deslocamento das células de chuva ($\overrightarrow{GC_{st}}$) é definido como:

$$\overrightarrow{GC_{st}} = cg.\overrightarrow{\nabla CAPE_S} + cw.\overrightarrow{St_{adj}} \quad (5.7)$$

Onde **cg** e **cw** são constantes de ajuste do modelo e tem a função de equilibrar a influência do gradiente de CAPE e do vento no nível guia, no movimento das células de chuva nas regiões de estudo. Com isso temos que: **cg** + **cw** = 1.

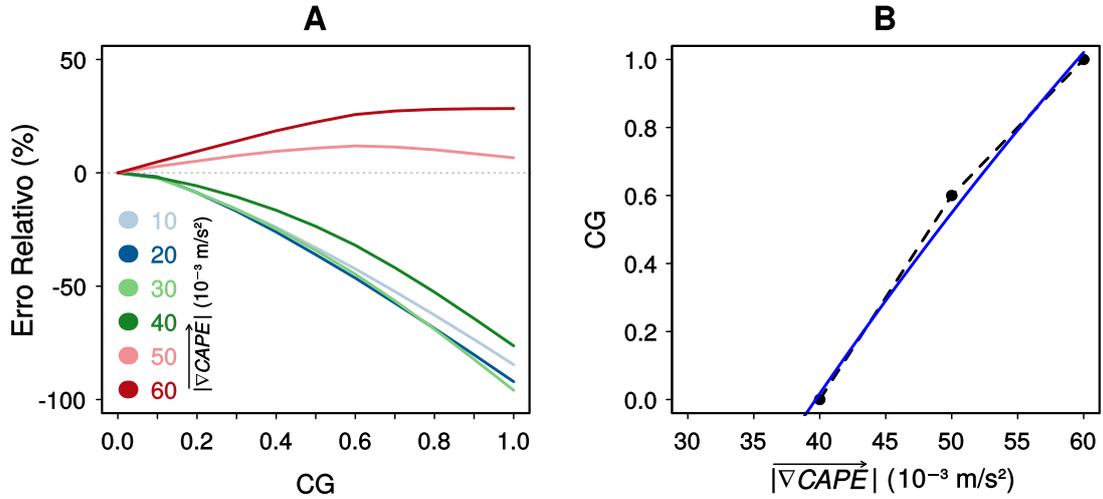
Para determinar o melhor balanço entre o vetor sintético ($\overrightarrow{\nabla CAPE_S}$) e o vetor nível guia ($\overrightarrow{St_{adj}}$), i.e., para descrever o deslocamento das células de chuva, foram avaliados os diferentes valores de **cg**. Notou-se que no melhor ajuste o valor de **cg** depende do $|\overrightarrow{\nabla CAPE_S}|$. Para menores valores do $|\overrightarrow{\nabla CAPE_S}|$ o modelo é pior que a utilização apenas do $\overrightarrow{St_{adj}}$, i.e., **cg** = 0. Entretanto, para altos valores de $|\overrightarrow{\nabla CAPE_S}|$ o modelo proposto é melhor e **cg** depende de $|\overrightarrow{\nabla CAPE_S}|$. A figura 5.5 mostra o desempenho do modelo $\overrightarrow{GC_{st}}$ relativo ao erro obtido apenas usando o $\overrightarrow{St_{adj}}$, para diferentes valores de **cg**. O erro médio para cada valor da constante **cg** ($RMSE_{cg}$) do modelo $\overrightarrow{GC_{st}}$ foi avaliado através da distância euclidiana, entre as células previstas pelos modelos e as observadas.

O erro relativo para cada valor da constante **cg** foi obtido considerando a equação (5.8):

$$Erro\ Relativo = \left[1 - \frac{RMSE_{cg}}{RMSE_{st}} \right] \quad (5.8)$$

Onde $RMSE_{st}$ é a raiz do erro quadrático médio do modelo $\overrightarrow{St_{adj}}$. A figura 5.5A, mostra o erro foi obtido considerando ambientes com diferentes faixas de intensidades de gradiente de CAPE. Observa-se que o modelo $\overrightarrow{GC_{st}}$ apresentou melhor desempenho que o modelo $\overrightarrow{St_{adj}}$ em ambientes com fortes gradientes de CAPE, maiores que $40.10^{-3} \text{ m s}^{-2}$. Note que o melhor ajuste, i.e., o melhor **cg** depende do $|\overrightarrow{\nabla CAPE_S}|$. Para pequenos valores de $|\overrightarrow{\nabla CAPE_S}|$ o modelo é pior que o uso apenas do modelo $\overrightarrow{St_{adj}}$, i.e., **cg** = 0. Entretanto para elevados valores de $|\overrightarrow{\nabla CAPE_S}|$ o modelo proposto é melhor e depende do $|\overrightarrow{\nabla CAPE_S}|$.

Figura 5.5 - Relação entre o modelo proposto e o módulo do gradiente de CAPE.



A) Porcentagem do erro do modelo de gradiente de CAPE-Nível Guia Ajustado ($\overrightarrow{GC_{st}}$) (para diferentes valores da constante cg), em relação ao erro utilizando somente o $\overrightarrow{St_{adj}}$, para diferentes valores do $|\overrightarrow{\nabla CAPE}|$; B) O melhor valor de cg como função do $|\overrightarrow{\nabla CAPE}|$ na curva preta e a equação ajustada na curva azul.

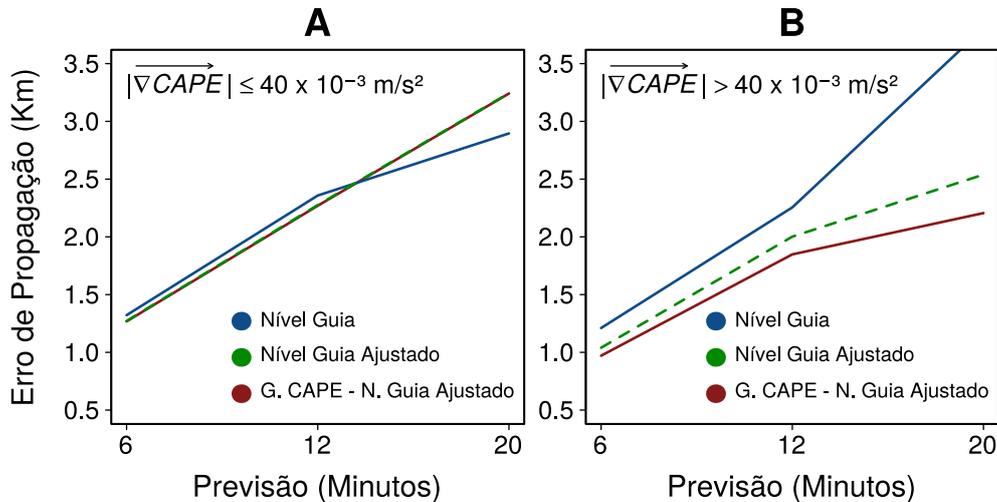
Fonte: Produção do autor.

A figura 5.5B apresenta o melhor valor de cg para diferentes valores de $|\overrightarrow{\nabla CAPE}|$. Com base nos resultados da figura 5.5B, a seguinte equação para o valor de cg foi ajustada:

$$cg = \begin{cases} 4,7 - 7,6e^{-12 \cdot |\overrightarrow{\nabla CAPE}|}; & |\overrightarrow{\nabla CAPE}| > 40 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-2} \\ 0,0; & 0 < |\overrightarrow{\nabla CAPE}| \leq 40 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-2} \end{cases} \quad (5.9)$$

A figura 5.6 mostra o desempenho dos modelos nível guia (700 hPa), nível guia ajustado (pelo BShear) e o modelo $\overrightarrow{GC_{st}}$, para duas classes do $|\overrightarrow{\nabla CAPE}|$, entre 0 e $40 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$ e maiores que $40 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$. O erro foi calculado para as previsões de 6, 12 e 20 minutos. Os resultados evidenciam que o melhor desempenho é obtido com o modelo $\overrightarrow{GC_{st}}$.

Figura 5.6 - Relação entre o modelo proposto e o modelo do nível guia.



Desempenho dos modelos de propagação das células de chuva, Nível Guia, Nível Guia Ajustado e Gradiente de CAPE-Nível Guia Ajustado, como função do módulo do gradiente de CAPE: A) Entre 0 e $40 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$; B) superior a $40 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$.

Fonte: Produção do autor.

5.3 Comparação entre Diferentes Modelos de Propagação

5.3.1 Modelos de Propagação

As seções anteriores definiram o modelo gradiente de CAPE-Nível Guia Ajustado através das equações 5.7 e 5.9. A seguir será comparado o desempenho deste modelo com outros apresentados por Moncrieff e Miller (1976), Moncrieff (1978) e Corfidi (2003). O modelo definido por Moncrieff e Miller (1976) expressa o movimento de linhas de instabilidade tropicais (\vec{V}_{M1}), considerando sua advecção pelo vento médio da camada de nuvens e com seu módulo modificado pelo campo de CAPE. Assim, a direção de propagação das linhas de instabilidade é definida pela direção do vetor médio do vento, considerado neste estudo entre os níveis de 850 hPa e 300 hPa, e o módulo da velocidade de propagação é definido pela equação 5.10:

$$|\vec{V}_{M1}| = |\vec{W}_{Layer}| + 0.3\sqrt{CAPE} \quad (5.10)$$

Moncrieff (1978) define a propagação de linhas de instabilidade de latitudes mé-

dias ($\overrightarrow{V_{M2}}$), seguindo a direção do nível guia (\overrightarrow{St}), mas sua velocidade é influenciada pela relação entre o cisalhamento vertical do vento (onde BShear corresponde ao *bulk shear*, definido anteriormente) e a CAPE. Esta relação define o número de Richardson (Ri), o qual é expresso como $Ri = CAPE/0.5(BShear)^2$. Deste modo, a direção de propagação das linhas de instabilidade é definida pelo vento no nível guia (\overrightarrow{St}) e o módulo de sua velocidade pela equação 5.11.

$$|\overrightarrow{V_{M2}}| = |\overrightarrow{St}| + \left[\left(\frac{1 + \sqrt{1 + 4Ri}}{3 + \sqrt{1 + 4Ri}} \right) \cdot B_{shear} \right] \quad (5.11)$$

Corfidi et al. (1996) propõe um modelo para determinar o movimento de complexos convectivos de mesoescala ($\overrightarrow{V_{Corf1}}$), onde o vento médio na camada 850-300 hPa define a componente advectiva do movimento do sistema. A componente igual e oposta ao jato de baixos níveis é definida como a direção oposta ao vento no nível de 850 hPa ($-\vec{v}_{850hPa}$). Este nível corresponde a direção em que o sistema seria alimentado pela umidade advectada. O modelo de Corfidi et al. (1996) é definido pela equação 5.12.

$$\overrightarrow{V_{Corf1}} = (\vec{v}_{850-300hPa} - \vec{v}_{850hPa}) \quad (5.12)$$

Posteriormente, Corfidi (2003) apresentou uma atualização da metodologia proposta em Corfidi et al. (1996) e passou a considerar o movimento de sistemas convectivos que se deslocam corrente acima e corrente abaixo do campo de vento ($\overrightarrow{V_{Corf2}}$). Segundo Corfidi (2003), o tamanho do vetor movimento proposto pela técnica original, em Corfidi et al. (1996), é diretamente proporcional ao grau de convergência e taxa de desenvolvimento de novas células ao longo da frente de rajada. Assim, a adição deste vetor representando a propagação, ao vetor associado ao vento médio da camada de nuvens, pode prover uma estimativa de todo o movimento do SC. O modelo avaliado neste trabalho utiliza o conceito aplicado a SC que se deslocam corrente abaixo do campo de vento, apresentado por Corfidi (2003) e é definido conforme equação 5.13.

$$\overrightarrow{V_{Corf2}} = (\vec{v}_{850-300hPa} + \overrightarrow{V_{Corf1}}) \quad (5.13)$$

Uma avaliação das previsões realizadas com cada modelo descritos acima é apresentada na seção seguinte.

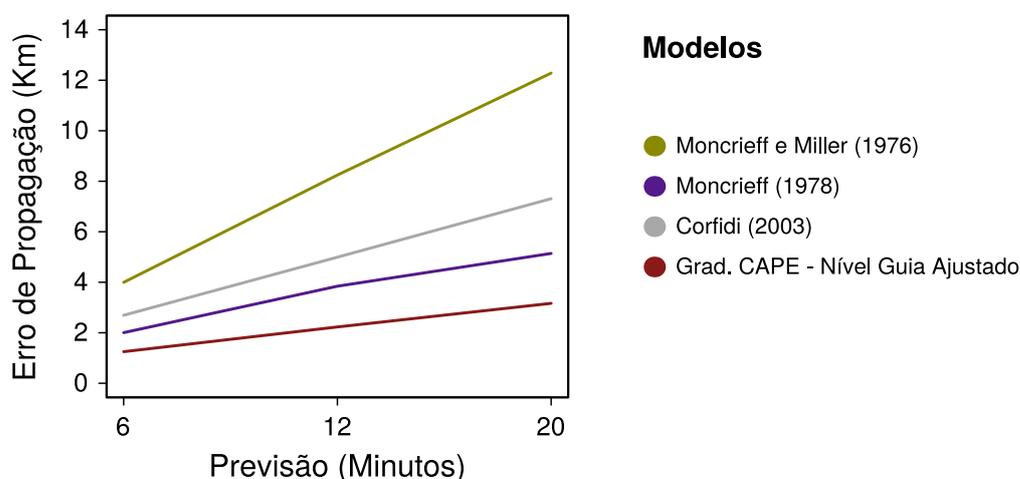
5.3.2 Análise dos Modelos de Propagação

O modelo Gradiente de CAPE-Nível Guia Ajustado ($\overrightarrow{GC_{st}}$) foi comparado com as metodologias propostas por [Moncrieff e Miller \(1976\)](#), [Moncrieff \(1978\)](#) e [Corfidi \(2003\)](#). Como mencionado anteriormente, estes modelos são específicos para linhas de instabilidade e SC, no entanto, a trajetória da população de células de chuva neste estudo, incluem todos os tipos de sistemas precipitantes. Portanto, não devemos esperar um bom desempenho para estes modelos, de modo que a comparação é apenas para fornecer uma ideia dos erros associados, se estes modelos forem aplicados a previsão do movimento de células de chuva para até 20 minutos.

Os resultados apresentados na figura 5.7 demonstram que o modelo do Gradiente de CAPE-Nível Guia Ajustado ($\overrightarrow{GC_{st}}$), quando comparado com os demais modelos, apresenta o melhor desempenho, com erro em torno de 3 km para 20 minutos de previsão. Marcante diferença quando comparado aos erros associados ao modelo de [Moncrieff e Miller \(1976\)](#), que apresentou pior desempenho, com erro em torno 12 km para 20 minutos de previsão.

Uma característica que contribui para que os modelos [Moncrieff e Miller \(1976\)](#) e [Moncrieff \(1978\)](#) apresentem deficiências na estimativa do movimento das células de chuva é o fato de focarem na dinâmica de sistemas mais organizados como sistemas convectivos. O rápido decréscimo, com o tempo, na qualidade da previsão baseada em técnicas de extrapolação, se deve, principalmente, ao curto tempo de vida de tempestades individuais (aproximadamente 20 minutos), e também ao fato destas técnicas não considerarem processos físicos importantes, geralmente associados a iniciação, crescimento e dissipação de tempestades convectivas ([WILSON et al., 1998](#)). Processos estes, frequentemente controlados por características de convergência de camada limite, cisalhamento vertical do vento e flutuabilidade ([WILSON et al., 1998](#)). Os modelos de [Moncrieff e Miller \(1976\)](#), [Moncrieff \(1978\)](#) e [Corfidi \(2003\)](#), de forma geral, superestimaram a componente advectiva do movimento das células de chuva. Que embora apresente direção de deslocamento similar ao vento no nível guia, geralmente possui velocidade de deslocamento menor que o módulo do vento daquele nível. Como a componente advectiva tende a dominar o movimento dos sistemas, sua incorreta estimativa tende a apresentar um grande impacto negativo na previsão.

Figura 5.7 - Comparação do desempenho dos diferentes modelos.



Desempenho dos modelos de propagação de células de chuva: Gradiente de CAPE-Nível Guia Ajustado, [Moncrieff e Miller \(1976\)](#), [Moncrieff \(1978\)](#) e [Corfidi \(2003\)](#), em previsões para 6, 12 e 20 minutos.

Fonte: Produção do autor.

5.4 Conclusões - Segunda Parte

Foram avaliados os movimentos de células de chuva observados em três regiões do Brasil, com características ambientais distintas. Uma tropical costeira, outra em floresta tropical continental e uma terceira na região subtropical. Os resultados obtidos neste estudo permitiram definir um modelo de propagação das células de chuva. O nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva, isto é, o nível guia, foi o nível de 700 hPa para todas as regiões analisadas. Este resultado é similar aos discutidos em outros trabalhos da literatura ([LIGDA; MAYHEW, 1954](#); [HOUZE, 1993](#); [CARBONE et al., 2002](#)). Assim, o movimento de células de chuva pode ser estimado usando o campo de vento do nível de 700 hPa (Nível Guia), no entanto, a estimativa apresenta melhor resultado quando o vento no nível guia é parametrizado em função do BShear. Os resultados evidenciaram uma relação quase linear entre as diferenças de magnitude do vento e da velocidade das células de chuva e o cisalhamento vertical do vento. De modo que, quanto maior o cisalhamento, maior a diferença observada. Segundo [Wissmeier e Goler \(2009\)](#), a presença de forte cisalhamento do vento reduz o arrasto devido a precipitação, o que contribui para a redução na velocidade das frentes de rajada.

Outro fator que influencia a propagação das células de chuva é o gradiente de CAPE. O vetor aparente da propagação, i.e., o vetor diferença entre o vetor propagação das células de chuva e o nível guia ajustado, tem uma direção semelhante à do gradiente de CAPE. Assim, conclui-se que de modo geral, o vetor aparente tende a apontar para direção com maiores valores de CAPE. Com isso, o vetor gradiente de CAPE pode ser utilizado como representante da componente de propagação dos sistemas, contribuindo para determinar o desvio aparente do movimento das células de chuva em relação ao vento no nível guia. Contudo, observou-se que essa relação é significativa somente para altos valores de gradiente de CAPE. Assim, um modelo geral para estimar o movimento das células de chuva foi desenvolvido usando o vento no nível guia, ajustado pelo BShear, como componente advectiva e associando o gradiente de CAPE a componente de propagação das células, quando o valor do gradiente de CAPE excede $40.10^{-3} \text{ m s}^{-2}$.

Este novo modelo de propagação foi comparado com modelos tradicionais de propagação de linhas de instabilidade e sistemas convectivos de mesoescala, os resultados obtidos mostraram que o modelo, do gradiente de CAPE-Nível Guia Ajustado, apresenta o menor erro para previsões de deslocamento até 20 minutos.

6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

6.1 Conclusões Gerais

Este trabalho analisou o papel de características ambientais, geralmente associadas ao desenvolvimento e manutenção de processos convectivos, nos aspectos físicos e cinemáticos de células de chuva e de nuvem em diferentes regiões do Brasil, com o objetivo de compreender os mecanismos que definem o movimento destas células. Para isso, este trabalho utilizou dados coletados durante os experimentos de campo do Projeto CHUVA e GoAmazon. Ao todo três regiões com características ambientais distintas foram estudadas. Uma tropical costeira, que abrange a região de Fortaleza - CE, outra em floresta tropical continental, que abrange a região de Manaus - AM e uma terceira subtropical, que abrange a região do Vale do Paraíba - SP.

Primeiramente, este trabalho colocou seu foco sobre as relações entre o campo de vento e diferentes parâmetros meteorológicos e a evolução de células de chuva e de nuvens, na região de Manaus. Esta região possui marcante variabilidade sazonal, no que se refere ao ambiente atmosférico, o que impacta diretamente o regime de precipitação da região. Além disso, dispõem de uma série de dados cobrindo todo o ano de 2014, resultante dos experimentos do Projeto CHUVA-Manaus e GoAmazon. As variáveis selecionadas para caracterizar o contexto ambiental, na qual células de chuva e de nuvem evoluíram, foram a CAPE, CINE, PW, BShear e NCL.

As análises evidenciaram que a região de Manaus apresentou um ambiente propício ao desenvolvimento convectivo ao longo de todo o ano, caracterizado principalmente pelos altos valores de CAPE e PW. Entretanto, as análises das demais variáveis permitiram observar marcante variabilidade sazonal na região, que afetou diretamente os campos de precipitação e de nebulosidade, durante as estações chuvosa e seca. As análises da evolução diurna da nebulosidade e da precipitação em Manaus, mostraram que apesar dos processos convectivos se desenvolverem na região sob forte influência do aquecimento diurno, diferenças entre estes dois campos (nuvem e chuva) são observadas. Em ambas as estações, células de nuvem apresentaram tamanhos maiores no final da tarde, enquanto células de chuva apresentaram comportamento semelhante, contudo, o maior tamanho algumas horas antes.

No que se refere as características cinemáticas das células, também foram observadas diferenças, tanto entre os tipos de células, como entre as estações (chuvosa e seca). O nível de vento mais representativo do movimento de células de chuva foi 850 hPa, durante a estação chuvosa, e 800 hPa durante a estação seca. Embora, notou-se que o vento em diferentes níveis, na camada entre 850 e 700 hPa, apresentaram resultados muito similares. Resultado que parece demonstrar a influência da intensidade das células, na determinação do nível de vento mais representativo, de modo que, o movimento de células com atividade convectiva mais intensa, tende a ser melhor representado pelo vento em níveis mais elevados. No caso de células de nuvem, o movimento foi bem representado tanto pelo vento em baixos (~850 hPa) como em altos níveis (~250 hPa). Demonstrando assim, a atuação de diferentes níveis de vento na advecção das células. Estes resultados estão possivelmente associados a duas características básicas presentes em SC. A região convectiva, responsável pela geração de novas células, que podem ser iniciadas devida elevação do ar em baixos níveis por frentes de rajada, geradas pela própria dinâmica do sistema, e também devida a região da bigorna, que está associada a células antigas e que são advectadas pelo vento em altos níveis.

De forma geral, os ventos de leste, que atuam na região, influenciam fortemente a advecção das células de chuva. Como o campo de vento em baixos níveis também é responsável pelo transporte de umidade para a região, ele também influencia a organização da precipitação e da nebulosidade. Diferentemente do que foi observado com células de chuva, o movimento de células de nuvem é influenciado por uma camada mais profunda da atmosfera e a evolução das componentes de seu movimento, ao longo do dia, apresentam maior variabilidade que a observada em células de chuva. O que possivelmente pode estar associado a atuação de diferentes níveis de vento na advecção das células em diferentes fases do ciclo de vida.

Embora o nível de vento mais representativo do movimento de sistemas, formados por células de nuvem e de chuva, tenha sido estudado por muitos autores, já discutidos neste trabalho, através de dados de satélite e radar meteorológico, as relações entre células de chuva e de nuvem, bem como suas interações com o ambiente, ainda não são totalmente compreendidas. Com o foco nos aspectos cinemáticos das células, este trabalho verificou que muitos processos atuam durante a evolução de SC e contribuem para as

diferenças no movimento de células de chuva e de nuvem na região de Manaus. A principal contribuição científica desta parte do trabalho está associada ao fato de que mesmo havendo influência de diferentes parâmetros meteorológicos na evolução das células de chuva e de nuvem, observadas durante as estações chuvosa e seca em Manaus, é possível observar níveis de vento que melhor representam o movimento das células. Esse resultado foi mais evidente quando analisou-se células de chuva, uma vez que diferentes contextos atmosféricos não provocaram mudanças significativas no nível de vento mais representativo do movimento destas células. De modo que, esse domínio apresentado pelo vento em baixos níveis, em advectar células de chuva, pode ser utilizado como uma boa aproximação da componente advectiva destas células. Diferentemente do que foi observado com células de nuvem, onde, em termos médios, o campo de vento em baixos e altos níveis se mostram relevantes no processo de advecção das células.

A segunda parte deste trabalho, explorou a advecção das células de chuva pelo vento em baixos níveis e o seu potencial de uso na previsão imediata do movimento das mesmas. Além disso, também avaliou-se o papel da instabilidade atmosférica nos desvios do movimento das células de chuva em relação ao vento. Nesta parte do trabalho, as características ambientais utilizadas foram o campo de vento, o cisalhamento vertical do vento (BShear) e o gradiente de CAPE.

Primeiramente foi verificado se o papel desempenhado pelo vento em baixos níveis, no movimento das células de chuva, também se repete em outras regiões do Brasil. Para isso, o estudo realizado em Manaus foi reproduzido em outras regiões do Brasil com características ambientais distintas, estas regiões foram Fortaleza - CE e Vale do Paraíba - SP. Além disso, utilizou-se dados de radar banda X, que possibilitaram o melhor detalhamento dos campos de chuva que atuaram nestas regiões. Como uma nova fonte de dados foi utilizada para caracterizar as células de chuva, i.e., devido a utilização de dados do radar banda X no lugar do radar banda S, a região de Manaus foi novamente avaliada, mas desta vez apenas durante o período chuvoso. Outra diferença foram os limiares utilizados, que devido ao fato do radar banda X possuir maior resolução espacial e ser mais preciso e sensível a chuva mais fraca, pode-se seguir estruturas utilizando limiares de tamanho maiores e refletividade menores (75 pixels e 15 dBZ, respectivamente). Os resultados evidenciaram a

existência de diferenças no nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva, entre as regiões de estudo. No entanto, a camada mais representativa do movimento das células, continua sendo o vento em baixos níveis (aproximadamente entre 700 hPa - 900 hPa).

Como as diferenças entre o vento e o vetor movimento das células de chuva, nas regiões de estudo, foram pequenas, foi possível determinar um nível de vento mais representativo do movimento das células de chuva, para todas as regiões analisadas. Este nível foi o de 700 hPa, resultado similar ao obtido por outros autores e também já discutidos anteriormente. Além disso, verificou-se que o BShear influencia nas diferenças de magnitude entre as velocidades absolutas do vento, no nível guia, e das células de chuva, de modo que quanto maior o cisalhamento vertical do vento maior a diferença observada. Este resultado pode estar associado ao efeito do BShear no campo de chuva, que reduz o arrasto devido a precipitação e contribui para a redução na velocidade das frentes de rajada. Estes resultados permitiram parametrizar o vento do nível guia em função do BShear, o que aumentou sua similaridade com o movimento das células de chuva. Isso foi verificado através da utilização do nível guia ajustado pelo BShear, na previsão do movimento das células de chuva, onde os resultados apontaram melhor desempenho do que o obtido utilizando apenas o campo de vento do nível guia puro, i.e., sem ajuste pelo BShear.

Outra característica cinemática investigada nesta parte do estudo, foram os desvios do movimento das células de chuva em relação ao vento. A hipótese principal para explicar esse comportamento era que o desenvolvimento de novas células, i.e., a componente de propagação, influenciava o movimento das células de chuva e provocava um movimento aparente. Este movimento não está associado a advecção das células, e sim ao desenvolvimento de novas células de chuva, em regiões de maior instabilidade. Para avaliar esta hipótese, utilizou-se o gradiente de CAPE para determinar a direção que apresenta maior instabilidade e que por isso, apresenta maior potencial para desenvolver atividade convectiva. Os resultados evidenciaram que existem semelhanças entre a direção do vetor aparente e o gradiente de CAPE que atuou durante o desenvolvimento das células. O que permitiu a utilização do vetor gradiente de CAPE como representante da componente de propagação das células de chuva, contribuindo assim, para determinar o desvio aparente no movimento das células de chuva em relação ao vento do nível guia. Esta relação é observada

somente sob influência de elevados valores de gradiente de CAPE ($>40.10^{-3} \text{ m s}^{-2}$). Com isso, definiu-se uma nova parametrização para previsão do movimento das células de chuva, que foi comparado com outras metodologias e se mostrou mais eficiente.

6.2 Sugestões de Trabalhos Futuros

Este trabalho apresentou uma nova parametrização que descreve o movimento de células de chuva em diferentes regiões do Brasil, resultado que mostra ser especialmente útil para a previsão imediata do movimento de células de chuva. No entanto, trabalhos futuros podem desenvolver nosso entendimento sobre outros aspectos associados tanto ao movimento quanto as relações entre nuvem e chuva, e o contexto ambiental no qual estas células se desenvolvem. Para continuar a explorar essa temática, recomenda-se os seguintes estudos:

1) Reprodução deste estudo utilizando variáveis ambientais com maior resolução espacial e temporal: Embora os dados de radiossondagem tenham permitido avaliar o papel de diferentes variáveis ambientais nas relações entre células de chuva e de nuvem, é provável que a utilização de informações do ambiente com maior resolução espacial e temporal, permita a obtenção de resultados não apenas mais robustos, mas também possibilitem novos achados científicos. Neste sentido, e com base na experiência adquirida, seria possível utilizar previsões de modelos numéricos dos campos de vento e instabilidade para prever o deslocamento das células de chuva e nuvens.

2) Estudar as relações entre células de chuva e de nuvem: Novos estudos das relações entre células de chuva e de nuvem poderão se beneficiar dos dados providos pelo novo satélite da série GOES (GOES-16). Que proverá os usuários com dados de satélites com maior resolução espacial e temporal e fundamentalmente com um conjunto de 16 canais para definir com maior detalhamento a célula de nuvem.

3) Introduzir esse conhecimento adquirido em uma ferramenta operacional para previsão imediata do movimento das células de chuva: Os resultados promissores, na tarefa de prever o movimento das células de chuva, apresentados neste trabalho, demonstram bom potencial de se aplicar os conceitos aqui discutidos, na elaboração de uma ferramenta operacional para previsão imediata do movimento de células de chuva. Neste caso, os campos de vento e de gradiente de CAPE poderiam ser obtidos através das saídas de modelos numéricos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; DIAS, M. A. S. Electrification of precipitating systems over the amazon: physical processes of thunderstorm development. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 116, n. D8, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2010JD014756>>. 49

AYLWARD, R. P.; DYER, J. L. Synoptic environments associated with the training of convective cells. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 2, p. 446–464, apr. 2010. ISSN 0882-8156. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2009WAF2222275.1>>. 52

BENDER, A. **Eventos de tempo severo associados às linhas de instabilidade sobre o estado de São Paulo**. 2012. 105 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.11606/D.14.2012.tde-24062013-113838>>. 17

BENJAMIN, T. B. Gravity currents and related phenomena. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 31, n. 02, p. 209, jan. 1968. ISSN 0022-1120. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1017/S0022112068000133>>. 20

BJERKAAS, C.; FORSYTH, D. Real-time automated tracking of severe thunderstorms using doppler weather radar. In: CONF. ON SEVERE LOCAL STORMS, 11., 1979, Kansas City, MO. **Proceedings...** Kansas City: Amer. Meteor. Soc., 1979. p. 573–576. 8

BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 16, p. 1711–1732, 1985. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)042<1711:FOMLOP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042<1711:FOMLOP>2.0.CO;2)>. 17

BROOKS, H. B. A summary of some radar thunderstorm observations. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 27, p. 557–567, 1946. 2, 19

BROWNING, K. A.; LUDLAM, F. Airflow in convective storms. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 88, n. 376, p. 117–135, 1962. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49708837602>>. 21

BROWNING, K. A.; WEXLER, R. The determination of kinematic properties of a wind field using doppler radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 7, n. 1, p. 105–113, feb. 1968. ISSN 0021-8952. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1968\)007<0105:T0KPO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1968)007<0105:T0KPO>2.0.CO;2)>. 72

BRYAN, G. H.; KNIEVEL, J. C.; PARKER, M. D. A multimodel assessment of RKW theory's relevance to squall-line characteristics. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 10, p. 2772–2792, oct. 2006. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/MWR3226.1>>. 22

BUNKERS, M.; BARBER, D.; THOMPSON, R.; EDWARDS, R.; GARNER, J. Choosing a universal mean wind for supercell motion prediction. **Journal of Operational Meteorology**, v. 2, n. 11, p. 115–129, may 2014. ISSN 23256184. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.15191/nwajom.2014.0211>>. 57, 76

BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **The thunderstorm**. Washington, DC: US Government Printing Office, 1949. 287 p. 2, 19

CARBONE, R. E.; TUTTLE, J. D.; AHIJEVYCH, D. A.; TRIER, S. B. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 13, p. 2033–2056, jul. 2002. ISSN 0022-4928. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<2033:IOPAWW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<2033:IOPAWW>2.0.CO;2)>. 4, 96, 108

CARLSON, T.; LUDLAM, F. Conditions for the occurrence of severe local storms. **Tellus**, Wiley Online Library, v. 20, n. 2, p. 203–226, 1968. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v20i2.10002>>. 21

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

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1683:ASMTIS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1683:ASMTIS>2.0.CO;2)>. 13

COHEN, J. C. P.; Silva Dias, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, nov. 1995. ISSN 0027-0644. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<3163:ECAWAS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<3163:ECAWAS>2.0.CO;2)>. 15, 43

COLLOW, A. B. M.; MILLER, M. A. The seasonal cycle of the radiation budget and cloud radiative effect in the amazon rain forest of Brazil. **Journal of Climate**, v. 29, n. 21, p. 7703–7722, nov. 2016. ISSN 08948755. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0089.1>>. 43

CONIGLIO, M. C.; CORFIDI, S. F.; KAIN, J. S. Views on applying RKW theory: an illustration using the 8 may 2009 derecho-producing convective system. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 3, p. 1023–1043, mar. 2012. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-11-00026.1>>. 22

CORFIDI, S. F. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 6, p. 997–1017, dec. 2003. ISSN 0882-8156. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2003\)018<0997:CPAMPF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018<0997:CPAMPF>2.0.CO;2)>. 19, 40, 41, 55, 70, 71, 100, 105, 106, 107, 108

CORFIDI, S. F.; MERITT, J. H.; FRITSCH, J. M. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 1, p. 41–46, mar. 1996. ISSN 0882-8156. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(1996\)011<0041:PTMOMC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1996)011<0041:PTMOMC>2.0.CO;2)>. 3, 19, 41, 106

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. São Diego, Califórnia: Academic Press, 1989. 883 p. ISBN 978-0-12-192531-4. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1016/S0074-6142\(08\)60537-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0074-6142(08)60537-9)>. 3, 14, 17, 18, 19, 22, 41, 100

COUMOU, D.; RAHMSTORF, S. A decade of weather extremes. **Nature Climate Change**, Nature Publishing Group, v. 2, n. 7, p. 1–6, mar. 2012. ISSN 1758-678X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1452>>. 1

CRAVEN, J. P.; JEWELL, R. E.; BROOKS, H. E. Comparison between observed convective cloud-base heights and lifting condensation level for two different lifted parcels. **Weather and Forecasting**, v. 17, n. 4, p. 885–890, aug. 2002. ISSN 0882-8156. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2002\)017<0885:CB0CCB>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2002)017<0885:CB0CCB>2.0.CO;2)>. 54

CRUM, T. D.; ALBERTY, R. L. The WSR-88D and the WSR-88D operational support facility. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 74, n. 9, p. 1669–1687, 1993. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1993\)074<1669:TWATWO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1993)074<1669:TWATWO>2.0.CO;2)>.

8

DIXON, M.; WIENER, G. TITAN: thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting - a radar-based methodology. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 10, n. 6, p. 785–797, dec. 1993. ISSN 0739-0572.

Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(1993\)010<0785:TTITAA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1993)010<0785:TTITAA>2.0.CO;2)>.

8

DOSWELL, C. A.; BROOKS, H. E.; MADDOX, R. A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, p. 560–581, 1996. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(1996\)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2)>.

41

EBERT, E. E.; WILSON, L. J.; BROWN, B. G.; NURMI, P.; BROOKS, H. E.; BALLY, J.; JAENEKE, M. Verification of nowcasts from the WWRP Sydney 2000 forecast demonstration project. **Weather and Forecasting**, v. 19, n. 1, p. 73–96, 2004. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019<0073:VONFTW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019<0073:VONFTW>2.0.CO;2)>.

10

FICO, T.; DUCHOŇ, F.; CHOVANCOVÁ, A.; SPIELMANN, R. Mechatronic concepts of automated weather radars (a survey). **Procedia Engineering**, v. 96, p. 101–110, 2014. ISSN 1877-7058. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1016/j.proeng.2014.12.105>>. 42

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

<<http://dx.doi.org/10.1590/1809-43921998282126>>. 49

FOX, N. I.; WILSON, J. W. Very short period quantitative precipitation forecasting. **Atmospheric Science Letters**, v. 6, n. 1, p. 7–11, 2005. ISSN 1530261X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/asl.83>>. 7

GENG, B.; YONEYAMA, K.; SHIROOKA, R.; YOSHIZAKI, M. Characteristics of precipitation systems and their environment observed during the onset of the

western north pacific summer monsoon in 2008. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 89A, p. 1–25, 2011. ISSN 0026-1165. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.2151/jmsj.2011-A01>>. 63, 72, 97

GOYENS, C.; LAUWAET, D.; SCHRÖDER, M.; DEMUZERE, M.; Van Lipzig, N. P. M. Tracking mesoscale convective systems in the sahel: relation between cloud parameters and precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 12, p. 1921–1934, oct. 2012. ISSN 08998418. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.2407>>. 42

HAGEN, M.; FINKE, U. Motion characteristics of thunderstorms in southern Germany. **Meteorological Applications**, v. 6, n. 3, p. S1350482799001164, sep. 1999. ISSN 13504827. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1017/S1350482799001164>>. 19

HAN, L.; FU, S.; ZHAO, L.; ZHENG, Y.; WANG, H.; LIN, Y. 3D convective storm identification, tracking, and forecasting - an enhanced TITAN algorithm. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 4, p. 719–732, apr. 2009. ISSN 0739-0572. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2008JTECHA1084.1>>. 8, 9

HARPER, W. G.; BEIMERS, J. G. D. The movement of precipitation belts as observed by radar. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 85, n. 363, p. 68–69, jan. 1959. ISSN 00359009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49708536310>>. 21

HILST, G. R.; RUSSO, J. A. **An objective extrapolation technique for semi-conservative fields with an application to radar patterns**. [S.l.]: Travelers Insurance Companies, 1960. 7

HOLLEY, D. M.; DORLING, S. R.; STEELE, C. J.; EARL, N. A climatology of convective available potential energy in Great Britain. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 14, p. 3811–3824, nov. 2014. ISSN 08998418. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3976>>. 51

HOLMLUND, K. The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1093–1104, dec. 1998. ISSN 0882-8156. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(1998\)013<1093:TU0SP0>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<1093:TU0SP0>2.0.CO;2)>. 30

HOLMLUND, K.; VELDEN, C. S.; ROHN, M. Enhanced automated quality control applied to high-density satellite-derived winds. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 3, p. 517–529, mar. 2001. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0517:EAQCAT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0517:EAQCAT>2.0.CO;2)>. 30

HOMEYER, C. R.; SCHUMACHER, C.; HOPPER, L. J. Assessing the applicability of the tropical convective-stratiform paradigm in the extratropics using radar divergence profiles. **Journal of Climate**, v. 27, n. 17, p. 6673–6686, sep. 2014. ISSN 08948755. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00561.1>>. 49

HOUZE, R. A. **Cloud dynamics**. [S.l.]: Academic Press, 1993. 573 p. 96, 108
_____. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, p. 1–43, 2004. ISSN 8755-1209. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000150>>. 14, 16, 21, 48, 71

HOUZE, R. A.; BIGGERSTAFF, M.; RUTLEDGE, S.; SMULL, B. Interpretation of doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 70, n. 6, p. 608–619, 1989. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1989\)070<0608:IODWRD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1989)070<0608:IODWRD>2.0.CO;2)>. 14

HUANG, L. X.; ISAAC, G. A.; SHENG, G. Integrating NWP forecasts and observation data to improve nowcasting accuracy. **Weather and Forecasting**, v. 27, n. 4, p. 938–953, aug. 2012. ISSN 0882-8156. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-11-00125.1>>. 1

JIRAK, I. L.; COTTON, W. R.; MCANELLY, R. L. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 10, p. 2428–2449, 2003. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2428:SARSOM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2428:SARSOM>2.0.CO;2)>. 14

JOE, P.; BURGESS, D.; POTTS, R.; KEENAN, T.; STUMPF, G.; TREOLAR, A. The S2K severe weather detection algorithms and their performance. **Weather and Forecasting**, v. 19, n. 1, p. 43–63, feb. 2004. ISSN 08828156. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019<0043:TSSWDA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019<0043:TSSWDA>2.0.CO;2)>. 8, 10

JOHNSON, J. T.; MACKEEN, P. L.; WITT, A.; MITCHELL, E. D. W.; STUMPF, G. J.; EILTS, M. D.; THOMAS, K. W. The storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced WSR-88D algorithm. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 2, p. 263–276, jun. 1998. ISSN 0882-8156. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(1998\)013<0263:TSCIAT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<0263:TSCIAT>2.0.CO;2)>. 8

JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: DOSWELL, C. A. (Ed.). **Severe convective storms**. Boston, MA: American Meteorological Society, 2001. p. 71–122. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-935704-06-5_3>. 55, 98

KEENAN, T. D.; CARBONE, R. E. A preliminary morphology of precipitation systems in tropical northern Australia. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 118, n. 504, p. 283–326, jan. 1992. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49711850406>>. 22

KIRKPATRICK, C.; JR, E. W. M.; COHEN, C. Sensitivities of simulated convective storms to environmental CAPE. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 11, p. 3514–3532, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2011MWR3631.1>>. 51

KIRKPATRICK, J. C.; MCCAUL, E. W.; COHEN, C. The motion of simulated convective storms as a function of basic environmental parameters. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 9, p. 3033–3051, sep. 2007. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/MWR3447.1>>. 19, 100

LAING, A. G.; FRITSCH, M. J. The global population of mesoscale convective complexes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 123, n. 538, p. 389–405, 1997. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49712353807>>. 17

LAURENT, H.; MACHADO, L. A. T.; MORALES, C. A.; DURIEUX, L. Characteristics of the amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8054, 2002. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000337>>. 13, 41, 59, 67

LI, L.; SCHMID, W.; JOSS, J. Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 6, p. 1286–1300, jun. 1995. ISSN 0894-8763. Disponível em:

[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<1286:NOMAGO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<1286:NOMAGO>2.0.CO;2).
10

LI, W.; FU, R. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over amazonia as diagnosed by the ECMWF re-analysis. **Journal of Climate**, v. 17, n. 13, p. 2637–2651, jul. 2004. ISSN 0894-8755. Disponível em:

[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2637:TOTLAA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2637:TOTLAA>2.0.CO;2).
43

LIANG, Q. Q.; FENG, Y. R.; DENG, W. J.; HU, S.; HUANG, Y. Y.; ZENG, Q.; CHEN, Z. T. A composite approach of radar echo extrapolation based on TREC vectors in combination with model-predicted winds. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 27, n. 5, p. 1119–1130, sep. 2010. ISSN 0256-1530. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00376-009-9093-4>. 9

LIGDA, M. G.; MAYHEW, W. A. On the relationship between the velocities of small precipitation areas and geostrophic winds. **Journal of Meteorology**, v. 11, n. 5, p. 421–423, 1954. Disponível em:

[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1954\)011<0421:OTRBTV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1954)011<0421:OTRBTV>2.0.CO;2).
96, 108

LIGDA, M. G. H. **The horizontal motion of small precipitation areas as observed by radar**. Cambridge, MA: Massachusetts Institute of Technology, 1953. 66 p. 3, 7

LIMA, M. A.; WILSON, J. W. Convective storm initiation in a moist tropical environment. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 6, p. 1847–1864, jun. 2008. ISSN 0027-0644. Disponível em:

<http://dx.doi.org/10.1175/2007MWR2279.1>. 43, 55, 68, 70

LINDSEY, D. T.; BUNKERS, M. J. Observations of a severe, left-moving supercell on 4 may 2003. **Weather and Forecasting**, v. 20, n. 1, p. 15–22, feb. 2005. ISSN 0882-8156. Disponível em:

<http://dx.doi.org/10.1175/WAF-830.1>. 2, 62

LIU, C.; MONCRIEFF, M. W. A numerical study of the effects of ambient flow and shear on density currents. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 10, p.

2282–2303, oct. 1996. ISSN 0027-0644. Disponível em:

[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<2282:ANSOTE>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<2282:ANSOTE>2.0.CO;2).

20

MACHADO, L.; ROSSOW, W.; GUEDES, R.; WALKER, A. life cycle variations of mesoscale convective systems over the americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630–1654, 1998. Disponível em:

[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2).

12

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 3, p. 714–725, mar. 2004. ISSN 0027-0644. Disponível em:

[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0714:TCSAEO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0714:TCSAEO>2.0.CO;2).

11, 13

MACHADO, L. A. T.; Silva Dias, M. A. F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.-P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. A. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. The CHUVA project: how does convection vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, sep. 2014. ISSN 0003-0007. Disponível em:

<http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00084.1>. 25

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, 1980. Disponível em:

[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1980\)061<1374:MCC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1980)061<1374:MCC>2.0.CO;2). 13,

16

MAPES, B. E.; LIN, J. Doppler radar observations of mesoscale wind divergence in regions of tropical convection. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 7, p. 1808–1824, jul. 2005. ISSN 0027-0644. Disponível em:

<http://dx.doi.org/10.1175/MWR2941.1>. 34, 72, 73

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2010. ISBN 9780470682104.

Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/9780470682104>. 22, 23, 55, 98

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distribution of raindrops with size. **Journal of Meteorology**, v. 5, n. 4, p. 165–166, jan. 1948. ISSN 1477870X.

Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2)>. 42

MARTIN, S.; ARTAXO, P.; MACHADO, L.; MANZI, A.; SOUZA, R.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; ANDREAE, M.; BARBOSA, H.; FAN, J. et al. Introduction: observations and modeling of the green ocean amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry & Physics Discussions**, v. 16, n. 8, p. 4785–4797, 2016. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.5194/acp-16-4785-2016>>. 25

MONCRIEFF, M. W. The dynamical structure of two-dimensional steady convection in constant vertical shear. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 104, n. 441, p. 543–567, jul. 1978. ISSN 00359009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710444102>>. 20, 21, 40, 41, 94, 105, 107, 108

_____. The multiscale organization of moist convection and the intersection of weather and climate. In: SUN, D.-Z.; BRYAN, F. (Ed.). **Climate dynamics: why does climate vary?** American Geophysical Union, 2013. p. 3–26. ISBN 9781118670392. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1029/2008GM000838>>. 20

MONCRIEFF, M. W.; GREEN, J. S. a. The propagation and transfer properties of steady convective overturning in shear. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 98, n. 416, p. 336–352, apr. 1972. ISSN 00359009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49709841607>>. 20, 21, 41, 94

MONCRIEFF, M. W.; MILLER, M. J. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, n. 432, p. 373–394, apr. 1976. ISSN 00359009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710243208>>. 20, 21, 40, 41, 105, 107, 108

MOREL, C.; SENESI, S. A climatology of mesoscale convective systems over europe using satellite infrared imagery. i: methodology. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 128, n. 584, p. 1953–1971, 2002. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1256/003590002320603485>>. 13

MYOUNG, B.; NIELSEN-GAMMON, J. W. Sensitivity of monthly convective precipitation to environmental conditions. **Journal of Climate**, v. 23, n. 1, p. 166–188, jan. 2010. ISSN 0894-8755. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI2792.1>>. 53

NEGRI, R. G.; MACHADO, L. A. T. CPTEC/INPE operational GOES-10 atmospheric motion vectors. In: INTERNATIONAL WINDS WORKSHOP, 9., 2008, Annapolis, USA. **Proceedings...** Annapolis, 2008. p. 7. Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/vento/docs/9thIWW-CPTEC-INPE_GOES-10_AMVs.pdf>. 30

NEGRÓN-JUÁREZ, R. I.; CHAMBERS, J. Q.; GUIMARAES, G.; ZENG, H.; RAUPP, C. F. M.; MARRA, D. M.; RIBEIRO, G. H. P. M.; SAATCHI, S. S.; NELSON, B. W.; HIGUCHI, N. Widespread amazon forest tree mortality from a single cross-basin squall line event. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 16, p. 1–5, aug. 2010. ISSN 0094-8276. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2010GL043733>>. 18

NEWTON, C. W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. **Journal of Meteorology**, v. 7, n. 3, p. 210–222, 1950. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1950\)007<0210:SAMOTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1950)007<0210:SAMOTP>2.0.CO;2)>. 17

NEWTON, C. W.; FANKHAUSER, J. C. Movement and propagation of multicellular convective storms. **Pure and Applied Geophysics PAGEOPH**, v. 113, n. 1, p. 747–764, dec. 1975. ISSN 00334553. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/BF01592957>>. 19

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of amazonian climate: main features. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; Silva Dias, P. (Ed.). **Amazonia and global change**. American Geophysical Union, 2009. p. 149–162. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2009GM000903>>. 49

NOEL, T. M.; FLEISHER, A. **The linear predictability of weather radar signals**. Cambridge, MA: Massachusetts Institute of Technology, 1960. 46 p. 7

NOVO, S.; MARTÍNEZ, D.; PUENTES, O. Tracking, analysis, and nowcasting of cuban convective cells as seen by radar. **Meteorological Applications**, v. 21, n. 3, p. 585–595, jul. 2014. ISSN 1350-4827. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/met.1380>>. 56, 76, 95

NUGENT, A. D.; SMITH, R. B.; MINDER, J. R. Wind speed control of tropical orographic convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 7, p. 2695–2712, 2014. ISSN 00224928. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-13-0399.1>>. 48

NUNES, A. M. P.; Silva Dias, M. A. F.; ANSELMO, E. M.; MORALES, C. A. Severe convection features in the amazon basin: a TRMM-based 15-year evaluation. **Frontiers in Earth Science**, v. 4, p. 1–14, apr. 2016. ISSN 2296-6463. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.3389/feart.2016.00037>>. 43, 44

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, p. 527–530, 1975. 14, 15

OTSUKA, S.; TUERHONG, G.; KIKUCHI, R.; KITANO, Y.; TANIGUCHI, Y.; RUIZ, J. J.; SATOH, S.; USHIO, T.; MIYOSHI, T.; OTSUKA, S.; TUERHONG, G.; KIKUCHI, R.; KITANO, Y.; TANIGUCHI, Y.; RUIZ, J. J.; SATOH, S.; USHIO, T.; MIYOSHI, T. Precipitation nowcasting with three-dimensional space-time extrapolation of dense and frequent phased-array weather radar observations. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 1, p. 329–340, feb. 2016. ISSN 0882-8156. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-15-0063.1>>. 4, 7

PARKER, M. D.; JOHNSON, R. H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 10, p. 3413–3436, oct. 2000. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2)>. 14

PIERCE, C.; SEED, A.; BALLARD, S.; SIMONIN, D.; LI, Z. Nowcasting. In: BECH, J.; CHAU, J. L. (Ed.). **Doppler radar observations - weather radar, wind profiler, ionospheric radar, and other advanced applications**. InTech, 2012. p. 97–142. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5772/39054>>. 10

POTTS, R. J.; KEENAN, T. D.; MAY, P. T. Radar characteristics of storms in the Sydney area. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 9, p. 3308–3319, sep. 2000. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<3308:RCOSIT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<3308:RCOSIT>2.0.CO;2)>. 97

QUEIROZ, A. P. d. **Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar**. 2008. 128 p. (INPE-14181-TDI/1093). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/348NPCE>>. 13, 29

RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. d. A. The life cycle of the south american monsoon system. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227–6246, dec. 2008. ISSN 0894-8755. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2249.1>>. 43, 86

RAMSAY, H. A.; DOSWELL, C. Exploring hodograph-based techniques to estimate the velocity of right-moving supercells. In: CONF. ON SEVERE LOCAL STORMS, 22., 2004, Hyannis, MA. **Proceedings...** Hyannis: Amer. Meteor. Soc., 2004. Disponível em: <<https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/81131.pdf>>. 18

RICKENBACH, T. M. Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in southwestern amazonia. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 5, p. 1201–1219, may 2004. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1201:NCSATD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1201:NCSATD>2.0.CO;2)>. 43, 46, 78

RINEHART, R. E.; GARVEY, E. T. Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. **Nature**, v. 273, n. 5660, p. 287–289, may 1978. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/273287a0>>. 9

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. a. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 1, p. 25–46, feb. 2013. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-060.1>>. 42, 43

ROSSI, P. J.; CHANDRASEKAR, V.; HASU, V.; MOISSEEV, D. Kalman filtering–based probabilistic nowcasting of object-oriented tracked convective storms. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 32, n. 3, p. 461–477, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00184.1>>. 9

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A theory for strong, long-lived squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 3, p. 463–485, feb.

1988. ISSN 0022-4928. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<0463:ATFSSL>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<0463:ATFSSL>2.0.CO;2)>. 22

SAKAMOTO, M. S. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na região subtropical da América do Sul durante o SALLJEX**. 281 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2009. Disponível em: <http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_meiry_s_sakamoto.pdf>. 14,

17

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern south america and their relationship with the south american low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, apr. 2007. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/MWR3305.1>>. 15, 49

SANTOS, E. B.; LUCIO, P. S.; SANTOS, S. C. M. Precipitation regionalization of the brazilian amazon. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, n. 3, p. 185–192, jul. 2015. ISSN 1530261X. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1002/as12.535>>. 49

SANTOS, M. J. d.; Silva Dias, M. A. F.; FREITAS, E. D. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 23, p. 13,233–13,249, dec. 2014. ISSN 2169-8996. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1002/2014JD021969>>. 15, 33, 43, 60

SATYAMURTY, P.; COSTA, C. P. W. d.; MANZI, A. O. Moisture source for the amazon basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, Springer, v. 111, n. 1-2, p. 195–209, 2013. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-012-0637-7>>. 48, 56, 58, 59

SCHLEMMER, L.; HOHENEGGER, C. Modifications of the atmospheric moisture field as a result of cold-pool dynamics. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, n. 694, p. 30–42, jan. 2016. ISSN 00359009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.2625>>. 55, 70

SEGALIN, B. **Características dos sistemas convectivos de mesoescala nas simulações climáticas do RegCM4**. 2012. 118 p. Dissertação (Mestrado em

Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.11606/D.14.2012.tde-19122012-154326>>. 17

Silva Dias, M. A. F.; DIAS, J.; CARVALHO, L. M. V.; FREITAS, E. D.; Silva Dias, P. L. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. **Climatic Change**, v. 116, n. 3-4, p. 705–722, feb. 2013. ISSN 0165-0009\1573-1480. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s10584-012-0504-7>>. 2

SIQUEIRA, J. R.; MACHADO, L. A. T. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, n. 9, p. 1754–1766, may 2004. ISSN 0894-8755. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1754:IOTFSO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1754:IOTFSO>2.0.CO;2)>. 43

SMITH, W. H.; SANDWELL, D. T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. **Science**, v. 277, n. 5334, p. 1956–1962, 1997. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1126/science.277.5334.1956>>. 27

STEINER, M.; HOUZE, R. A. Sensitivity of the estimated monthly convective rain fraction to the choice of ZR relation. **Journal of Applied Meteorology**, American Meteorological Society, v. 36, n. 5, p. 452–462, may 1997. ISSN 0894-8763. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<0452:SOTEMC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<0452:SOTEMC>2.0.CO;2)>. 42

SUN, J.; XUE, M.; WILSON, J. W.; ZAWADZKI, I.; BALLARD, S. P.; ONVLEE-HOOIMEYER, J.; JOE, P.; BARKER, D. M.; LI, P.-W. W.; GOLDING, B.; XU, M.; PINTO, J. Use of NWP for nowcasting convective precipitation: recent progress and challenges. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 3, p. 409–426, mar. 2014. ISSN 0003-0007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00263.1>>. 3, 7, 9

TANAKA, L. M. D. S.; SATYAMURTY, P.; MACHADO, L. A. T. Diurnal variation of precipitation in central amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 13, p. 3574–3584, nov. 2014. ISSN 08998418. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3929>>. 33, 43, 46, 48, 56, 58, 59, 86

TAO, W.-K. K.; LANG, S.; ZENG, X.; SHIGE, S.; TAKAYABU, Y. Relating convective and stratiform rain to latent heating. **Journal of Climate**, v. 23, n. 7,

p. 1874–1893, apr. 2010. ISSN 0894-8755. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI3278.1>>. 42

TEIXEIRA, M. A. B. **Análise da trajetória e da circulação de sistemas precipitantes**. 2010. 135 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2010/10.24.21.44-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/38FH6QP>>. 3, 39, 101

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 598–617, 2007. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/MWR3302.1>>. 1

TESTUD, J.; BOUAR, E. L.; OBLIGIS, E.; ALI-MEHENNI, M. The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 3, p. 332–356, mar. 2000. ISSN 07390572. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<0332:TRPAAT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0332:TRPAAT>2.0.CO;2)>. 29

TOMPKINS, A. M. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: the role of cold pools. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 6, p. 529–545, mar. 2001. ISSN 0022-4928. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<1650:00TCIL>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<1650:00TCIL>2.0.CO;2)>. 48

TORRI, G.; KUANG, Z.; TIAN, Y. Mechanisms for convection triggering by cold pools. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 6, p. 1943–1950, mar. 2015. ISSN 19448007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2015GL063227>>. 68

TUTTLE, J. D.; CARBONE, R. E.; ARKIN, P. A. Comparison of ground-based radar and geosynchronous satellite climatologies of warm-season precipitation over the United States. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 12, p. 3264–3270, dec. 2008. ISSN 1558-8424. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC2000.1>>. 2, 3, 41, 57, 59, 63, 72, 76

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

233–245, apr. 2008. ISSN 0882-8156. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1175/2007WAF2006121.1>>. 11, 13, 29, 30

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 6, p. 504–520, jun. 1982. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<0504:TDOMNSC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDOMNSC>2.0.CO;2)>. 55

WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 4, p. 361–382, feb. 2004. ISSN 0022-4928. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0361:ATFSLS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0361:ATFSLS>2.0.CO;2)>. 22, 55, 70

WILHELMSON, R. B.; KLEMP, J. B. A numerical study of storm splitting that leads to long-lived storms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 10, p. 1974–1986, 1978. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<1974:ANSOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<1974:ANSOSS>2.0.CO;2)>. 18

WILSON, J. W. Thunderstorm nowcasting: past, present and future. In: CONF. ON RADAR METEOROLOGY, 31., 2003, Seattle, USA. **Proceedings...** Seattle: Amer. Meteor. Soc., 2003. Disponível em: <<https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/64215.pdf>>. 7

WILSON, J. W.; CROOK, N. A.; MUELLER, C. K.; SUN, J.; DIXON, M. Nowcasting thunderstorms: a status report. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 10, p. 2079–2099, oct. 1998. ISSN 00030007. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<2079:NTASR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<2079:NTASR>2.0.CO;2)>. 4, 7, 8, 9, 71, 107

WILSON, J. W.; FENG, Y.; CHEN, M.; ROBERTS, R. D. Nowcasting challenges during the Beijing olympics: successes, failures, and implications for future nowcasting systems. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 6, p. 1691–1714, dec. 2010. ISSN 0882-8156. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2010WAF2222417.1>>. 1, 10, 11

WILSON, J. W.; MEGENHARDT, D. L. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. **Monthly**

Weather Review, v. 125, n. 7, p. 1507–1525, 1997. Disponível em:
<[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1507:TIOALA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1507:TIOALA>2.0.CO;2)>. 18

WISSMEIER, U.; GOLER, R. A comparison of tropical and midlatitude thunderstorm evolution in response to wind shear. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 8, p. 2385–2401, aug. 2009. ISSN 0022-4928. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2009JAS2963.1>>. 22, 23, 108

YUTER, S. E.; HOUZE, R. a. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. part ii: frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 7, p. 1941–1963, jul. 1995. ISSN 0027-0644. Disponível em:
<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<1941:TDKAME>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<1941:TDKAME>2.0.CO;2)>. 72

ZEITLER, J.; BUNKERS, M. Anticipating and monitoring supercell motion for severe weather operations. In: CONF. ON SEVERE LOCAL STORMS, 21., 2002, San Antonio, USA. **Proceedings...** San Antonio: Amer. Meteor. Soc., 2002. Disponível em: <<https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/46635.pdf>>. 41

ZEITLER, J. W.; BUNKERS, M. J. Operational forecasting of supercell motion: review and case studies using multiple datasets. **National Weather Digest**, v. 29, p. 81–97, 2005. Disponível em: <<http://nwafiles.nwas.org/digest/papers/2005/Vol29No1/Pg81-Zeitler.pdf>>. 3, 13, 18, 19, 20, 41, 100

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o International Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.