

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

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



**TESE DE DOUTORADO**

**Waléria Souza Figueira**

**Transição de cúmulos rasos para cúmulos congestos  
na configuração do ciclo diário da precipitação**

**Campina Grande, setembro de 2019**



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



WALÉRIA SOUZA FIGUEIRA

**TRANSIÇÃO DE CÚMULOS RASOS PARA CÚMULOS CONGESTOS NA  
CONFIGURAÇÃO DO CICLO DIÁRIO DA PRECIPITAÇÃO**

Campina Grande - PB  
2019

WALÉRIA SOUZA FIGUEIRA

**TRANSIÇÃO DE CÚMULOS RASOS PARA CÚMULOS CONGESTOS NA  
CONFIGURAÇÃO DO CICLO DIÁRIO DA PRECIPITAÇÃO**

Tese de Doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas  
Subárea: Modelagem Numérica da Atmosfera

Campina Grande - PB  
2019

F475t

Figueira, Waléria Souza.

Transição de cúmulos rasos para cúmulos congestos na configuração do ciclo diário da precipitação / Waléria Souza Figueira. – Campina Grande-PB, 2019.

143 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.

"Orientação: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza.

Referências.

1. Ciclo Diurno. 2. Convecção. 3. Parametrização Cúmulos. 4. BRAMS. 5. Amazônia. I. Souza, Enio Pereira de. II. Título.

CDU 551(043)

WALÉRIA SOUZA FIGUEIRA

TRANSIÇÃO DE CÚMULOS RASOS PARA CÚMULOS CONGESTOS NA  
CONFIGURAÇÃO DO CICLO DIÁRIO DA PRECIPITAÇÃO

TESE APROVADA EM 30/09/2019

BANCA EXAMINADORA




Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. SANDRA ISAY SAAD  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CLÁUDIO MOÍSES SANTOS E SILVA  
Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte



Prof. Dr. DIRCEU LUIS HERDIES  
Coordenação Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas  
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Dedico este trabalho às pessoas mais importantes da minha vida, minha família; em especial aos meus pais, Neuriene e Santino, que sempre deram prioridade aos meus estudos, ajudando em todos os momentos de dificuldades.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, Jeová. Agradeço por todo bem que realiza na minha vida.

À minha família, meu porto seguro. Tenho todos os motivos do mundo para agradecer a vocês, queridos pais e avós, que na reta final estiveram morando comigo em Campina Grande; pelos mimos e sermões; pelo apoio, amor, zelo; por tudo o que já fizeram e ainda fazem por mim.

Ademais, agradeço a todas as pessoas, que direta ou indiretamente deram sua contribuição na elaboração deste trabalho. Em especial:

Ao meu orientador, Dr. Enio Pereira de Souza, pela confiança a mim dada para o desenvolvimento deste trabalho e pela orientação transmitida desde o Mestrado e, principalmente, pela amizade e incentivo durante todo o processo, mesmo quando me chateava, pois foram muitos os percalços até o dia da defesa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia – PPGMet/UACA/UFCG – e aos demais professores, pela oportunidade de adquirir novos conhecimentos.

Aos membros da banca examinadora pela predisposição em analisar este trabalho e dar suas valiosas contribuições.

Ao ambiente de aprendizado e de amizade encontrado no Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas – PPGCC/CCET/UFRN –, especialmente ao professor Dr. Claudio Moises Santos e Silva, pelas conversas e ensinamentos, além da disponibilidade de ter acesso ao *cluster* de seu departamento possibilitando a rodada inicial dos meus experimentos; e ao Núcleo de Processamento de Alto Desempenho – NPAD –, pois, por meio da parceria com a PPGCC, eu tive também acesso a uma conta no supercomputador da UFRN.

Ao Dr. Antonio Ocimar Manzi pelo apoio, além do encaminhamento aos contatos para conseguir o banco de dados e o suporte técnico do CPTEC/INPE.

À pessoa do Denis Eiras (do BRAMS Help), pelo suporte técnico nos diversos pedidos de ajuda durante o processamento do modelo; agradeço à grande colaboração de Daniel Lamosa (que atua na área de Processamento de Alto Desempenho do INPE) na instalação e configuração do cluster do PPGMet/UACA, que se disponibilizou a ajudar

parando seus demais afazeres, assim como deu apoio em momentos de desespero, mesmo a distância. Também ao Luiz Flávio Rodrigues, do CPTEC/INPE, pelo suporte com a configuração do BRAMS durante os muitos erros de execução desse equipamento.

Ao Luciano de A. Ferreira, gerente do Sistema de Informações e Dados do LBA em Manaus/AM; à Dra. Maria Assunção F. Silva Dias e ao Jean Peres, do IAG/USP; ao Demerval Soares Moreira, da FC/UNESP; ao Rodrigo Braz e Valter Oliveira, do CPTEC/INPE; ao Dr. Gabriel Pereira, da UFSJ, pelo auxílio na obtenção dos dados para a pesquisa.

Ao Alan Calheiros, do INPE, que disponibilizou os dados de precipitação do GoAmazon, inclusive tratados, quando eu não mais tinha esperança de ter um bom banco de dados, o que possibilitou a validação dos meus resultados.

Ao amigo Kleber Ataíde pelo apoio, sugestões e ajuda com a parte gráfica, que possibilitou a melhoria deste trabalho; assim como ao Guilherme Martins, sempre disposto a me socorrer, tirando dúvidas e ajudando com a parte das ferramentas computacionais, além das conversas motivacionais.

À minha amiga Lady Custódio, que se tornou uma irmã e parte da família, que esteve comigo seja ouvindo minhas reclamações ou meus choros quando me via quase surtando, seja nos momentos de mudanças de moradia, nos instantes de felicidade e de dificuldades financeiras que enfrentamos juntas. Assim como ao Dr. Manoel Gomes, pela amizade, pelas muitas conversas e idas à praia para que eu espairesse e me desse a atenção quando precisava.

Aos amigos que conquistei desde o início da pós-graduação aqui na UFCG, como à Pâmela Ávila (parceira de turma), Danielson Neves (parceiro de sala), Dayse Suellen Moraes e Thays Paes (amigas de moradia), obrigada pelas muitas trocas de conhecimento, de experiências e pela amizade.

A todos que me acompanham desde o início desta jornada, torcendo pelo meu sucesso, e que contribuíram de alguma forma para a execução de mais uma fase importante da minha vida.

E, por último, mas não menos importante, à CAPES pelo apoio financeiro.



*“Há um tempo em que é preciso abandonar as roupas usadas, que já têm a forma do nosso corpo, e esquecer os nossos caminhos, que nos levam sempre aos mesmos lugares. É o tempo da travessia: e, se não ousarmos fazê-la, teremos ficado, para sempre, à margem de nós mesmos.”*

(FERNANDO TEIXEIRA DE ANDRADE)

## *TRANSIÇÃO DE CÚMULOS RASOS PARA CÚMULOS CONGESTOS NA CONFIGURAÇÃO DO CICLO DIÁRIO DA PRECIPITAÇÃO*

### **RESUMO**

O objetivo deste trabalho foi estudar o papel dos cúmulos congestos na configuração da convecção profunda na Amazônia. O esquema de convecção rasa do modelo BRAMS foi ajustado, inserindo o estágio de transição de cúmulos rasos para cúmulos congestos, visto que sua parametrização é ainda mais importante quando o estudo se refere às regiões tropicais. Para tal, foram realizados três experimentos: no primeiro experimento controle (EXP-CTRL), o modelo foi inicializado em sua forma original e nos demais (EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4), o modelo foi integrado para as mesmas condições que o controle, porém com o devido ajuste realizado no código do BRAMS, com o modelo sendo dotado da capacidade de produzir alguma precipitação após atingir o estágio de cúmulos congestos, antes da formação da convecção profunda. O modelo foi integrado para um período de 270 horas, com resolução espacial de 20 km, para um domínio centrado sobre o Amazônia. A análise do ciclo diário médio da precipitação convectiva e do perfil vertical termodinâmico foi feita em duas áreas distintas localizadas em Manaus-Amazonas. De forma geral, os resultados mostraram que houve diferenças notáveis no perfil termodinâmico da baixa atmosfera devido à implementação do novo ajuste. Foi observado que o efeito da precipitação produzida pelos congestos intensificou e deslocou os máximos valores de aquecimento e secagem da convecção rasa nos experimentos ajustados, como consequência de parte da sua precipitação ter sido usada para molhar e resfriar a superfície, aumentando os fluxos de calor e o suprimento de umidade nos níveis mais baixos da atmosfera. O horário de máxima atividade dos congestos reduziu substancialmente a precipitação convectiva final entre 08 e 12 HL, principalmente no experimento EXP-AJUST4 do que em EXP-AJUST1, uma vez que estabilizaram o ambiente momentaneamente, adiando assim o processo de formação da convecção profunda, que teve seu máximo entre 16 e 19 HL, ou seja, um retardamento da convecção profunda ocorreu como consequência do pré-condicionamento da atmosfera pelos cúmulos congestos, o que está de acordo com as observações.

**Palavras-chaves:** ciclo diurno, convecção, parametrização cúmulos, BRAMS, Amazônia.

*TRANSITION OF SHALLOW TO CONGESTUS CUMULUS IN THE CONFIGURATION  
OF THE DAILY CYCLE OF THE PRECIPITATION*

**ABSTRACT**

The aim of this work was to study the role played by congestus cumulus on the configuration of the Amazonian deep convection. The shallow convection scheme of the BRAMS model was adjusted by inserting the stage of transition from shallow to congestus cumulus, since its parameterization is even more important when the study refers to tropical regions. Thus, three experiments were performed: in the first control experiment (EXP-CTRL), the model was initialized in its original form and the others (EXP-AJUST1 and EXP-AJUST4), the model was run to the same conditions as the EXP-CTRL but with due adjustment made in BRAMS code, the model has the capacity to produce some precipitation after the congestus cumulus stage, before the formation of deep convection. The model was integrated for a period of 270 hours, with spatial resolution of 20 km, for a domain centered on the Amazon. Analysis of the mean daily cycle of convective precipitation and thermodynamic vertical profile was performed in two distinct areas, located in Manaus-Amazonas. Overall, the results show that there were important differences in the thermodynamic profile of the lower troposphere due to the implementation of new setting in the BRAMS code. It was observed that the effect of precipitation produced by congestus intensified and displaced the maximum values of moistening and heating rates by the shallow convection in the adjusted experiments, as a consequence of part of its precipitation being used to wet and cool the surface, thus increasing the heat fluxes and the moisture at the lower levels of the atmosphere. The timing of maximum congestus activity substantially reduced convective precipitation between 08 and 12 LT, mainly in EXP-AJUST4 than EXP-AJUST1, as it stabilized the environment at that time, postponing the process of deep convection formation, which had its maximums between 16 and 19 LT. That is, a delay of the deep convection occurred as response to the preconditioning of the atmosphere by the congestus cumulus. This result agrees with observational studies.

**Keywords:** diurnal cycle, convection, cumulus parameterization, BRAMS, Amazon.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Desenvolvimento de uma nuvem convectiva.....	30
Figura 2 – Imagens das nuvens (a) cumulus, (b) cumulus congestus e (c) cumulonimbus segundo o Atlas Internacional das Nuvens, da OMM. ....	31
Figura 3 – Influência da estabilidade do ar para o crescimento das nuvens (a) cúmulos, (b) cúmulos congestos e (c) cúmulo-nimbos. T' significa temperatura da parcela, enquanto T, a temperatura do ambiente. ....	33
Figura 4 – Esquema de uma tempestade unicelular, que passa por três diferentes estágios: (a) estágio de desenvolvimento (cúmulos), (b) estágio maduro e (c) estágio dissipativo. As isothermas de 0°C (NC - nível de congelamento) e -40°C estão indicadas em cor laranja. A escala horizontal é comprimida em cerca de 30% em relação à escala vertical na Figura. ....	37
Figura 5 – Ciclo diurno da precipitação total (média da área em mm.dia <sup>-1</sup> ) para a simulação (CTL – linhas tracejadas) contra as observações (OBS – linhas sólidas) para JJA de 2011 (Europa) e JJA de 2011 e 2012 para as outras áreas: (a) Alemanha (48° - 52°N, 7° - 14°E), (b) leste dos Estados Unidos (30° - 45°N, 100° - 80°W) e (c) região central do Sahel (5°- 20°N, 10° - 30°E).....	50
Figura 6 – Fluxograma do acionamento do esquema modificado de convecção rasa.....	62
Figura 7 – Área selecionada para o estudo representativo ao raio de alcance do radar meteorológico do SIPAM, localizado em Manaus - Amazonas - Brasil, destacando, também, a localização das seis estações meteorológicas automáticas do INMET. ....	66
Figura 8 – Esquema descritivo dos experimentos realizados. ....	71
Figura 9 – (a) Domínio das simulações rodadas com o modelo BRAMS para este estudo, ressaltando o mapa do tipo de vegetação, onde áreas de florestas são identificadas pelo número 7 e áreas desmatadas pelo número 13. (b) Zoom da área de estudo correspondente a área de cobertura do radar SIPAM e da área centralizada a partir da estação INMET de Manaus – AM. ....	72

- Figura 10 – (a) Precipitação, em  $\text{mm.h}^{-1}$ , prevista pelo modelo BRAMS com resolução espacial de 20 km, selecionada para o domínio de abrangência do radar SIPAM. (b) Variável mascarada para a área de cobertura do radar com o uso de shapefile. (c) Interpolação da variável para a mesma resolução espacial de 2 km do radar. 75
- Figura 11 – Ciclo diário médio da convecção simulada pelo modelo BRAMS. A precipitação total resultante de cada experimento é representada por EXP-CTRL, EXP-JUST1 e EXP-AJUST4, a precipitação por TCu resultante dos experimentos ajustados é representada por TCu1 e TCu4; enquanto, a precipitação devido a convecção profunda é vista pela diferença entre estes, que é representado por CP-TCu1 e CP-TCu4. .... 76
- Figura 12 - Ciclo diário médio dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) simulados nos experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4..... 79
- Figura 13 – Ciclo diário médio do perfil vertical (a) da taxa de aquecimento [ $\text{K.h}^{-1}$ ] e (b) da taxa de secagem [ $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ] da convecção rasa para o experimento EXP-CTRL. Linhas sólidas preenchidas em azul referem-se aos valores positivos, enquanto os tracejados em vermelho aos valores negativos. .... 81
- Figura 14 – Ciclo diário médio do perfil vertical (a) da taxa de aquecimento [ $\text{K.h}^{-1}$ ] e (b) da taxa de secagem [ $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ] da convecção por cúmulos congestos para o experimento EXP-AJUST1. Linhas sólidas preenchidas em azul referem-se aos valores positivos, enquanto os tracejados em vermelho aos valores negativos... 82
- Figura 15 – Ciclo diário médio do perfil vertical (a) da taxa de aquecimento [ $\text{K.h}^{-1}$ ] e (b) da taxa de secagem [ $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ] da convecção por cúmulos congestos para o experimento EXP-AJUST4. Linhas sólidas preenchidas em azul referem-se aos valores positivos, enquanto os tracejados em vermelho aos valores negativos... 83
- Figura 16 – Ciclo diário da tendência média da taxa (a) de aquecimento [ $\text{K.h}^{-1}$ ] e (b) de secagem [ $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ] da convecção rasa para o experimento EXP-AJUST1 - EXP-CTRL. As maiores regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior, e vice-versa. .... 85
- Figura 17 – Ciclo diário da tendência média da taxa (a) de aquecimento [ $\text{K.h}^{-1}$ ] e (b) de secagem [ $\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ] da convecção rasa para o experimento EXP-AJUST4 - EXP-

	CTRL. As maiores regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior, e vice-versa. ....	86
Figura 18	– Composição do ciclo diário médio do perfil vertical da taxa de aquecimento [K.h <sup>-1</sup> ] (a) da convecção profunda para o EXP-CTRL; (b) e (c) dos congestos e da convecção profunda para os experimentos EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4, respectivamente. Valores positivos preenchidos em azul claro referem-se aos TCu, enquanto os preenchidos em azul escuro (valores positivos) e vermelho (valores negativos) para CP. ....	88
Figura 19	– Ciclo diário da tendência média da taxa (a) de aquecimento [K.h <sup>-1</sup> ] e (b) de secagem [g.kg <sup>-1</sup> .h <sup>-1</sup> ] da convecção profunda para a diferença entre os experimentos EXP-AJUST1 - EXP-CTRL. Regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior que o experimento controle, e vice-versa. ....	90
Figura 20	– Ciclo diário da tendência média da taxa (a) de aquecimento [K.h <sup>-1</sup> ] e (b) de secagem [g.kg <sup>-1</sup> .h <sup>-1</sup> ] da convecção profunda para a diferença entre os experimentos EXP-AJUST4 - EXP-CTRL. Regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior que o experimento controle, e vice-versa. ....	91
Figura 21	– Perfil vertical médio da taxa (a) de aquecimento e (b) e de secagem da convecção rasa para os experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4; (c) e (d) idêntico a (a) e (b), mas dos congestos somente para os experimentos EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4; (e) e (f) idêntico a (a) e (b), mas para a convecção profunda. ....	94
Figura 22	– Ciclo diário médio do perfil vertical (a) da temperatura potencial [K] e (b) da razão de mistura [g.kg <sup>-1</sup> ] para o experimento EXP-CTRL. ....	96
Figura 23	– Ciclo diário da tendência média (a) da temperatura potencial [K] e (b) da razão de mistura [g.kg <sup>-1</sup> ] para a diferença entre os experimentos EXP-AJUST1 - EXP-CTRL. Regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior, e vice-versa. ....	97

Figura 24 – Ciclo diário da tendência média (a) da temperatura potencial [K] e (b) da razão de mistura [g.kg <sup>-1</sup> ] para a diferença entre os experimentos EXP-AJUST4 - EXP-CTRL. Regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior, e vice-versa. ....	98
Figura 25 – Ciclo diário médio da precipitação observada a partir do radar e prevista dos experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 para os dias 04 a 12 de janeiro de 2014.....	101
Figura 26 – Ciclo horário médio da precipitação simulada nos experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 e observada a partir da área do radar SIPAM para todo o período de 04 a 12 de janeiro de 2014. ....	102
Figura 27 – Boxplot resultante do ciclo horário médio da precipitação prevista de cada experimento e do observado radar. ....	105
Figura 28 – Ciclo diário da precipitação observada para as seis estações automáticas pertencentes ao INMET para os dias 04 a 12 de janeiro de 2014.....	107
Figura 29 – Ciclo diário da precipitação simulada com o modelo BRAMS e da observada a partir da estação INMET de Manaus para os dias 04 a 12 de janeiro de 2014. Os valores no eixo esquerdo referem-se à precipitação devido a convecção profunda para os experimentos EXP-CTRL, EXP-JUST1 e EXP-AJUST4, os valores destacados na cor marrom (eixo direito) referem-se à precipitação devido os cúmulos congestos resultante dos experimentos EXP-JUST1 e EXP-AJUST4 (TCu1, TCu4), enquanto os valores destacados na cor verde (também no eixo direito) referem-se à precipitação observada (OBS-INMET).....	109
Figura 30 – Ciclo diário da precipitação acumulada (plotagem do último dia, 12 de janeiro) para os experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 comparados com o observado da estação INMET de Manaus.....	110
Figura 31 – Ciclo horário médio da precipitação simulada nos experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 e observada a partir da estação INMET de Manaus para todo o período de 04 a 12 de janeiro de 2014. ....	111
Figura 32 – Boxplot resultante do ciclo horário médio de cada experimento e observado INMET.....	112

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Precondições ambientais, para o horário de 08 às 11 HL, favoráveis à ocorrência da transição da convecção rasa para a profunda durante três estações do ano na Amazônia Central. Para cada coluna (variável), o símbolo hífen significa que a diferença LD/SC foi “insignificante”; uma seta significa “significativo”; e duas setas, “mais significativo” (apenas em comparação com a mesma coluna); o fluxo de onda curta positivo (FOC) é para baixo, enquanto o fluxo de onda longa positivo (FOL), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) são para cima. As setas para cima denotam anomalias positivas (crescentes), ao passo que as setas para baixo indicaram anomalias negativas (decrecentes).....	45
Tabela 2 – Municípios, identificação das estações, coordenadas geográficas e período dos dados meteorológicos das estações automáticas pertencentes ao INMET no Estado do Amazonas.....	67
Tabela 3 – Principais parâmetros utilizados nas simulações BRAMS (RAMSIN resumido). .....	70
Tabela 4 – Coeficientes e índices utilizados no estudo, com suas respectivas formulações matemáticas e valores ideais.....	74
Tabela 5 – RMSE (mm.h <sup>-1</sup> ) da área entre o simulado e o observado para cada horário. ...	103
Tabela 6 – Resumo estatístico dos experimentos e observado para a área do radar. ....	105
Tabela 7 – Resumo estatístico dos experimentos e observado INMET. ....	112



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABRACOS	<i>Anglo–Brazilian Amazonian Climate Observation Study</i>
AM	Amazonas
AMS	<i>American Meteorological Society</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
ARM	<i>Atmospheric Radiation Measurement</i>
AR4	Quarto Relatório de Avaliação
BARCA	Balço Atmosférico Regional de Carbono na Amazônia
BMUB	<i>Federal Ministry for the Environment, Nature Conservation, and Nuclear Safety</i>
BRAMS	<i>Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System</i>
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CARMA	<i>Community Aerosol and Radiation Model for Atmosphere</i>
CATT	<i>Coupled Chemistry Aerosol-Tracer Transport</i>
CCN	<i>Cloud Condensation Nuclei</i>
CDO	<i>Climate Data Operators</i>
CFL	<i>Courant–Friedrichs–Lewy</i>
CIN	<i>Convective Inhibition</i>
CLIMA	Estudos Integrados sobre Meio Ambiente e Mudanças Climáticas
CLA	Camada Limite Atmosférica
CMIP	<i>Coupled Model Intercomparison Project</i>
CP	Convecção Profunda
CP-TCu1	Convecção Profunda - Convecção por Congestos do EXP-AJUST1
CP-TCu4	Convecção Profunda - Convecção por Congestos do EXP-AJUST4
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CR	Convecção Rasa
CRCP	<i>Cloud-Resolving Convection Parameterization</i>
CRM	<i>Cloud-Resolving Models</i>
CSU	<i>Colorado State University</i>

CTL	Simulação de Betchold <i>et al.</i> (2014)
Cu	<i>Cumulus</i> / Cúmulo
Cb	<i>Cumulonimbus</i> / Cúmulo-nimbo
CVV	Cisalhamento Vertical do Vento
DAEE	Departamento de Água e Energia Elétrica
DOE-ARM	<i>Department of Energy – Atmospheric Research Measurement</i>
ECCC	<i>Environment and Climate Change Canada</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENSO	<i>El Nino Southern Oscillation</i>
EPIC	<i>Eastern Pacific Investigation of Climate</i>
EXP_AJUST1	Experimento Ajustado com $c_o = 10^{-4} \text{ m}^{-1}$
EXP_AJUST4	Experimento Ajustado com $c_o = 4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$
EXP_CTRL	Experimento Original
FAO	Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação
FDC	Função de Disparo de Convecção
GD	Grell-Dévényi
GEOS	<i>Goddard Earth Observing System</i>
GF	Grell-Freitas
GOAmazon	<i>Green Ocean Amazon</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
GPM	<i>Global Precipitation Measurement</i>
GRADS	<i>The Grid Analysis and Display System</i>
HadRM	<i>Hadley Centre Regional Model</i>
HL	Hora Local
IFS	<i>Integrated Forecasting System</i>
IKI	<i>International Climate Initiative</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>

JJA	Junho-Julho-Agosto
JULES	<i>Joint UK Land Environment Simulator</i>
LBA	<i>Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia</i>
LES	<i>Large Eddy Simulations</i>
LEAF	<i>Land Ecosystem Atmosphere Feedback Model</i>
LMDz	<i>Laboratoire de Météorologie Dynamique</i>
MCG	Modelos de Circulação Geral
MCGA	Modelos Climáticos Gerais Acoplados
MCR	Modelos Climáticos Regionais
MMF	<i>Multiscale Modeling Framework</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MPAS	<i>Model for Prediction Across Scales</i>
MPI	<i>Message Passing Interface</i>
MSE	<i>Moist Static Energy</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCN	Núcleos de Condensação de Nuvens
NCE	Nível de Convecção Espontânea
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NetCDF	<i>Network Common Data Form</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OBS	Observado de Betchold <i>et al.</i> (2014)
OMJ	Oscilação Madden-Julian
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PCA	Precipitação Convectiva Acumulada
PNC	Parametrização de Nuvens Cúmulos
PTH	<i>Precipitation-Top Height</i>
PSD	<i>Physical Sciences Division</i>

PWV	<i>Precipitable Water Vapor</i>
RaCCI	<i>Radiation, Cloud, and Climate Interactions in the Amazon</i>
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
RBLE	<i>Rondonian Boundary Layer Experiment</i>
RCA	<i>Rossby Centre Regional Atmospheric Model</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
RRTMG	<i>Rapid Radiative Transfer Model</i>
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SGP	<i>Southern Great Plains</i>
SIPAM	Sistema de Proteção da Amazônia
S-Pol	<i>S-band dual-Polarization Doppler radar</i>
TCu	<i>Cumulus congestus / Towering cumulus / Cúmulos Congestos</i>
TCu1	Cúmulos Congestos do EXP-AJUST1
TCu4	Cúmulos Congestos do EXP-AJUST4
TEB	<i>Town Energy Budget</i>
Teste-t	Teste <i>t-Student</i> para uma ou duas amostras
TKE	<i>Turbulent Kinetic Energy</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
USA	<i>United States of America</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WCRP	<i>World Climate Research Programme</i>
WETAMC	<i>Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WSE	<i>Systematic Errors Workshop</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$g$	Aceleração da gravidade
$z$	Altura Hidrostática
$\sigma$	Área fracional coberta por correntes ativas dentro da nuvem
$L$	Calor latente específico de vaporização
$c_p$	Calor específico do ar seco sob pressão constante
$c$	Cobertura de nuvens
$\rho$	Densidade do ar
$\eta$	Eficiência termodinâmica de uma máquina de Carnot
$s$	Energia estática seca
$s_l$	Energia estática da água líquida
TCAPE	Energia potencial convectiva disponível total
$h$	Energia estática úmida
$M_c$	Fluxo de massa convectivo
$F_{abs}$	Forçamento convectivo externo
$\lambda$	Taxa de entranhamento
$T_s$	Temperatura de saturação
$T$	Temperatura absoluta / Temperatura do ambiente
$T'$	Temperatura da parcela
$q$	Umidade específica
$q_s$	Umidade específica de saturação
$q_t$	Umidade específica total
$q_v$	Umidade específica da água na forma de vapor
$q_l$	Umidade específica da água líquida
$w$	Velocidade vertical
$UR$	Umidade relativa
$Q_R$	Fonte de aquecimento radiativo
$Q_1$	Fonte de calor aparente
$Q_2$	Fonte de umidade aparente

$F_{OC}$	Fluxo de radiação de onda curta
$F_{OL}$	Fluxo de radiação de onda longa
$H$	Fluxo de calor sensível
$LE$	Fluxo de calor latente
$RR$	Taxa de precipitação do radar
$c_o$	Coefficiente de conversão de água de nuvem em chuva
$l$	Umidade específica da água líquida
$R$	Taxa de precipitação por $TCu$ permitida
$w_c$	Velocidade vertical dentro da nuvem
$Q1$	1° quartil
$Q3$	3° quartil
$IQR$	Intervalo interquartil
$r$	Coefficiente de correlação de Pearson
$V$	Velocidade do vento

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	24
<b>2 REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	29
2.1 Nuvens: formação, tipos e características.....	29
2.2 Ciclo diurno da precipitação observada.....	37
2.3 Ciclo diurno da precipitação simulada com modelos numéricos .....	46
2.4 Transição da convecção rasa para a profunda nos modelos numéricos.....	52
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	61
3.1 Breve descrição do modelo atmosférico BRAMS .....	61
3.2 Descrição do ajuste no código do modelo .....	62
3.3 Estratégia de modelagem .....	64
3.3.1 <i>Região de estudo</i> .....	64
3.3.2 <i>Dados para avaliação do modelo</i> .....	65
3.3.3 <i>Análise de sensibilidade</i> .....	67
3.3.4 <i>Inicialização do modelo</i> .....	68
3.3.5 <i>Descrição dos experimentos</i> .....	70
3.3.6 <i>Avaliação do modelo</i> .....	72
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	76
4.1 Impactos do ajuste no ciclo diário dos perfis verticais médios.....	76
4.2 Análise do ciclo diário médio da precipitação.....	101
4.2.1 <i>Simulada e observada a partir do radar SIPAM</i> .....	101
4.2.2 <i>Simulada e observada a partir da estação INMET</i> .....	106
<b>5 CONCLUSÕES</b> .....	113
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	116
<b>APÊNDICE A – PRINCIPAIS ATUALIZAÇÕES DO BRAMS</b> .....	132
<b>APÊNDICE B – DESCRIÇÃO DO ESQUEMA DE CONVECÇÃO RASA DO MODELO BRAMS</b> .....	135
<b>APÊNDICE C – CICLO HORÁRIO MÉDIO DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA RADAR x SIMULADO BRAMS: SUMÁRIO ESTATÍSTICO</b> .....	138

## 1 INTRODUÇÃO

A convecção cúmulos representa um dos processos físicos centrais em modelos numéricos de previsão do tempo e do clima, sendo um assunto em evidência em meio às pesquisas mais recentes, que investigam, por exemplo, o papel da convecção rasa e profunda na simulação da Oscilação Madden-Julian (OMJ) em modelos numéricos (ZHANG e SONG, 2009; DEL GENIO *et al.*, 2012; CAI *et al.*, 2013; HAGOS *et al.*, 2014; PILON *et al.*, 2016; SAKAEDA *et al.*, 2017), sua associação com as ondas de Kelvin (YANG e MAJDA, 2018), o pré-condicionamento para ocorrer a convecção profunda (LIMA e WILSON, 2008; HOHENEGGER e STEVENS, 2013; SHEFFIELD *et al.*, 2015; CHAKRABORTY *et al.*, 2018), o que controla a transição da convecção rasa para a profunda e suas interações (WU *et al.*, 2009; ZHANG e KLEIN, 2010; YANO e PLANT, 2012; BOING *et al.*, 2012; PLANT e YANO, 2013; ADAMS *et al.*, 2017, LEE *et al.*, 2019), o papel da convecção úmida atmosférica e sua estrutura multiescalar, como uma fonte importante de incerteza nas mudanças climáticas atuais (WINDMILLER, 2017; BECHTOLD, 2017; TOMPKINS e SEMIE, 2017; MONCRIEFF *et al.*, 2017; MASUNAGA e YUKARI, 2017; BRENOWITZ *et al.*, 2018; SCHULZ e STEVENS, 2018). Esses e outros estudos visam compreender as interações entre os vários tipos de convecção e, com isso, propiciar simulações mais realistas, já que a importância da convecção rasa e profunda não reside apenas em sua relação com os eventos extremos de tempo, mas também em seu efeito global sobre a dinâmica da atmosfera e do clima, especialmente nos trópicos (ADAMS *et al.*, 2009; CHENG *et al.*, 2017).

Embora os modelos numéricos tenham sido melhorados nos últimos anos, a representação dos processos físicos ainda não é completamente adequada (ZADRA *et al.*, 2018), pois um problema de longa data bem conhecido nas simulações é a ocorrência precoce da precipitação diurna no meio-dia, que em média é antecipada cerca de 4-6 horas do que é observado (YANG e SLINGO, 2001; BETTS e JAKOB, 2002; BECHTOLD *et al.*, 2004, COLLIER e BOWMAN, 2004; DAI e TRENBERTH, 2004; GRABOWSKI *et al.*, 2006, KHAIROUTDINOV e RANDALL, 2006; WANG *et al.*, 2007; RIO *et al.*, 2009; GIANOTTI *et al.*, 2012; SANTOS e SILVA *et al.*, 2012; BETCHOLD *et al.*, 2014; ANBER *et al.*, 2015; SILVA e FREITAS, 2015; BERANOVÁ *et al.*, 2018). Esse tipo de erro tem sido notado em



um grande número de modelos regionais e globais (WANG *et al.*, 2007). Em vários aspectos, a antecipação da precipitação pode estar ligada à ausência de vários processos físico-dinâmicos em parametrizações de convecção, como abordado por Stirling e Stratton (2012), já que alguns processos não são suficientemente conhecidos ou não podem ser explicitamente modelados, justamente devido aos complexos mecanismos que ocorrem dentro das nuvens convectivas, tornando o estudo desses mecanismos extremamente relevantes.

Mesmo que a parametrização de cúmulos esteja sendo desenvolvida e aperfeiçoada por diversos autores ao longo das últimas décadas (OOYAMA, 1971; ARAKAWA e SCHUBERT, 1974; KUO, 1974; BETTS, 1986; GRELL, 1993; SOUZA, 1999; GRELL e DEVENYI, 2002; GRELL e FREITAS, 2014), os modelos climáticos simulam mal o ciclo diurno da atmosfera (BETCHOLD *et al.*, 2014; TANG *et al.*, 2016), assim como não reproduzem importantes características do registro observacional para a convecção tropical organizada tanto na escala sinótica quanto na planetária, e as razões dessa falha para representar interações nos trópicos em uma ampla gama de escalas é um problema prático de importância central (KHOUIDER e MAJDA, 2007; GIAGRANDE *et al.*, 2016).

Uma das causas mais significativas da baixa previsibilidade dos modelos está relacionada com o fato de que nos modelos de previsão os efeitos físicos da convecção são simplificados, isto é, parametrizados, como um fenômeno na escala de subgrade do modelo (MONCRIEFF *et al.*, 2005), sendo difícil capturar o ciclo diário dos sistemas convectivos, dado que há uma progressão por meio de fases distintas, que incluem o surgimento da convecção rasa (da ordem de 1 a 10 km na escala horizontal), a transição da convecção rasa para profunda (de 10 a 100 km), as organizações de mesoescala dos cúmulos profundos (de 100 a 1000 km) e às vezes a evolução subsequente de tais sistemas, com tempos de vida variando de algumas horas a mais de 1 dia (WU *et al.*, 2009; ADAMS *et al.*, 2015).

Pode-se dizer que a problemática do processo de precipitação se dá devido ao fato de essa importante variável meteorológica responder diretamente à física e à dinâmica da atmosfera. Logo, a representação da convecção e das nuvens é primordial para a reprodução precisa das características da precipitação nos modelos numéricos. Além do mais, o uso de modelos numéricos para o estudo da atmosfera tornou-se uma prática comum, tanto para a pesquisa da própria atmosfera quanto para a previsão de tempo e do clima; e, para que um

modelo possa representar bem as características da atmosfera de uma região, é necessário, entre outras coisas, que a física relacionada com os aspectos mais relevantes da região esteja bem representada.

Visto que há essa tendência dos modelos regionais e globais de antecipar a precipitação, Souza *et al.* (2009) salientaram que, um processo importante para melhorar a representação do ciclo diário da convecção é a transição da convecção rasa para a profunda. Acontece que essa transição também passa pelo estágio de cúmulos congestos, assim como a interação com outros processos, que são estas: instabilidade da camada de nuvens rasas (WU *et al.*, 2009) ou acima do nível de convecção espontânea (NCE) (HOUSTON e NIYOGI, 2007), umidade acima da camada limite atmosférica (CLA) (DERBYSHIRE *et al.*, 2004), extensão horizontal das nuvens (GRABOWSKI *et al.*, 2006) e a dinâmica de “piscinas frias” (*cold pool*), geradas pela evaporação da chuva sob nuvens convectivas, cujas bordas (das quais se formam as frentes de rajada) levantam o ar e iniciam novas convecções (LIMA e WILSON, 2008), processo que é igualmente importante para o desenvolvimento e a evolução da convecção profunda (KHAIROUTDINOV e RANDALL, 2006).

Contudo, essa transição continua mal representada nos modelos, principalmente na região continental tropical; visto que, essa região possui um forte ciclo diurno (STRATTON e STIRLING, 2011), na generalidade, apresentando um máximo típico no final da tarde, diferentemente do que ocorre sobre os oceanos (YANG e SMITH, 2006; SANTOS e SILVA *et al.*, 2012). Segundo os estudos de Betts e Jakob (2002), Bechtold *et al.* (2004) e Guichard *et al.* (2004), a mais difícil parte de modelar o ciclo diurno sobre o continente é representar o desenvolvimento da convecção rasa e a transição para a convecção profunda. Assim como, trabalhos, por exemplo, de Raupp e Silva Dias (2009) mostraram que uma boa representação do ciclo diário do aquecimento diabático tem forte implicação na configuração da variabilidade intrasazonal da circulação atmosférica. Isso indica que uma boa formulação do ciclo diário, com boa definição do horário da precipitação, é de fundamental importância nas simulações numéricas de curto e de longo prazo. Concordante, também, com Yang e Nesbitt (2014), na qual destacaram que a precipitação é uma das variáveis meteorológicas mais fundamentais e uma saída essencial dos modelos de previsão numérica do tempo.

Com esse intuito, alguns processos convectivos, como a parametrização de cúmulos

rasos e seus efeitos sobre a radiação, foram inseridos no modelo *Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) em estudos realizados por Souza (1999), Souza e Silva (2003), Souza *et al.* (2009), dentre outros. A implementação desses esquemas melhorou visivelmente as simulações, com resultados mais realistas quanto ao estado da atmosfera. Além disso, processos como o efeito da remoção de umidade da CLA por cúmulos rasos, como um estágio inicial para a transição de cúmulos rasos para profundos, também foi realizado por Figueira (2015). Ademais, mais recentemente, num trabalho realizado por Freitas *et al.* (2017), diversos experimentos foram realizados com o BRAMS, utilizando-se novos recursos nos esquemas de convecção profunda com reconhecimento de escala; e, dentre seus resultados, mostraram melhorias na simulação do ciclo diurno de precipitação, assim como apontaram que o modelo reproduz adequadamente os principais padrões pluviométricos em diferentes partes da América do Sul.

Apesar da obtenção de resultados satisfatórios nos trabalhos citados acima e dos sistemas de grande escala – responsáveis por grande parte da variabilidade da precipitação e da temperatura –, serem bem resolvidos pelos modelos de circulação geral (MCG), os processos de escala subgrade não são capturados por esses modelos (FREIRE *et al.*, 2015). Em vista disso, para aumentar a confiança nas simulações, vale a pena melhorar ainda mais o conteúdo físico dos modelos e, em particular, a representação desses processos nos modelos de área limitada, os chamados modelos climáticos regionais (MCR), que também apresentam uma importante fonte de incerteza quanto à previsão espaço-temporal da precipitação (GIANOTTI *et al.*, 2012; EVANS e WESTRA, 2012; FREIRE *et al.*, 2015; VASCONI *et al.*, 2018), principalmente quanto à transição dos cúmulos rasos para cúmulos profundos (CHAKRABORTY *et al.*, 2018).

Além disso, como ressalva, nos capítulos do livro gerado a partir do projeto LBA, Amazônia e Mudança Global de Keller *et al.* (2009), os autores reforçam quão importante é a compreensão da Amazônia para a manutenção do clima regional e global, visto que desempenha um importante papel nas trocas de energia, umidade e massa entre a superfície continental e a atmosfera (ROCHA *et al.* 2015), sendo uma das principais regiões convectivas tropicais no sistema climático global (TANG *et al.*, 2016). Dentro desse contexto, de acordo com Zhuang *et al.* (2017), uma caracterização sistemática da transição da convecção rasa

para profunda, sua influência sobre a intensidade da convecção e taxa de chuva, e sua relação com o ambiente termodinâmico atmosférico e estruturas dinâmicas durante as estações úmida, seca e de transição sobre o Amazonas ainda não estão disponíveis na literatura; e essa atividade convectiva sobre a Amazônia e sua variabilidade diurna é importante para melhorar os modelos operacionais de previsão numérica do tempo (TANAKA *et al.*, 2014).

Diante disso, neste estudo, pretendeu-se resolver a seguinte questão: “A existência da fase congestos entre a convecção rasa e a profunda pode retardar a precipitação nos modelos numéricos?”. A hipótese testada foi: o esquema de convecção rasa do modelo BRAMS, dotado da capacidade de produzir alguma precipitação, após atingir o estágio de cúmulos congestos, antes da formação de cúmulos profundos, retardará a precipitação convectiva e, com isso, produzirá a chuva no horário correto. Nessa perspectiva, este estudo visou continuar desenvolvendo o esquema de parametrização de convecção cúmulos com vistas à melhoria do ciclo diurno da convecção tropical, com foco na Região Amazônica, adotando neste modelo um estágio tão importante para a transição da convecção rasa para a profunda.

## **OBJETIVOS**

O objetivo geral deste trabalho é estudar como a convecção dos cúmulos congestos afeta a convecção profunda na Amazônia, com foco na qualidade da representação do ciclo diurno da precipitação simulada.

Especificamente, pretende-se:

- a) ajustar os parâmetros do esquema de convecção rasa, inserindo a transição de cúmulos rasos para cúmulos congestos no código do modelo BRAMS, dotando o modelo da capacidade de produzir alguma precipitação, antes da formação de cúmulos profundos;
- b) analisar o efeito do ajuste no código do modelo quanto a sensibilidade dos cúmulos congestos a intensidade da conversão de água de nuvem em água de chuva;
- c) analisar o efeito da transição dos cúmulos rasos para cúmulos congestos no perfil vertical termodinâmico da baixa atmosfera;
- d) estudar o papel da precipitação dos cúmulos congestos no ciclo diurno da convecção profunda e no retardamento da precipitação continental.

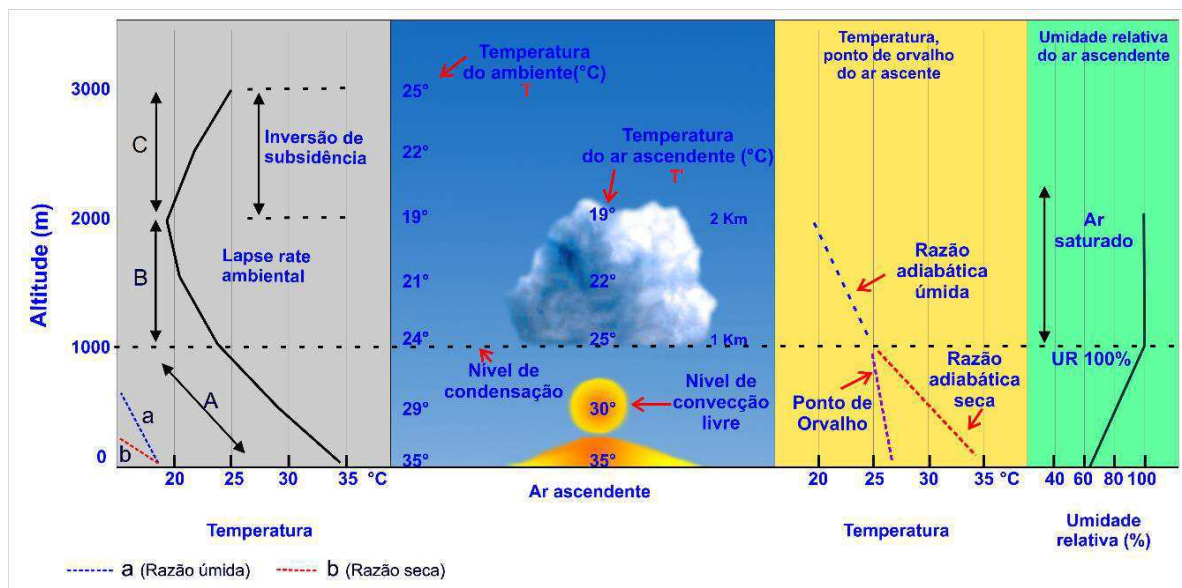
## 2 REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 Nuvens: formação, tipos e características

Como é de conhecimento no meio científico, há vários processos de formação das nuvens e conseqüentemente formas e dimensões. Segundo Jacobson (2005) as nuvens afetam a atmosfera de várias maneiras: absorvem e refletem a radiação, modificam as temperaturas do ar local, pressões e ventos, produzem precipitação, misturam e removem gases e partículas; além disso, com a produção de tempestades severas, as conseqüências para a comunidade são desde pequenos alagamentos a perdas de vidas humanas. Segundo Wallace e Hobbs (2006) mortes causadas por raios, ferimentos, danos materiais e interrupções no transporte ocorrem em sua maioria em associação com tempestades convectivas severas quando comparadas com ciclones extratropicais.

As nuvens são um tipo de hidrometeoro, o qual é qualquer produto de condensação ou deposição de vapor d'água atmosférico, seja formado na atmosfera livre, seja na superfície terrestre (*AMS Glossary*). As nuvens formam-se por vários mecanismos, conforme Jacobson (2005). As que se formam por aquecimento superficial e convecção livre são nuvens convectivas. Como observado na Figura 1, quando o solo é exposto à luz solar intensa, o ar em contato com essa superfície se aquece por condução, tornando-se mais leve que o ar ao seu redor. O perfil da temperatura instável resultante provoca flutuação e elevação (convecção livre). À medida que a parcela ascende na atmosfera, ela se expande sem trocar calor com o ambiente, resfriando-se num processo adiabático seco. Se a parcela flutuante contiver vapor d'água, e se a temperatura da parcela resfriar para a temperatura de condensação isentrópica (combinação da palavra grega “iso” – igual – e “entropia”), o vapor condensará (UR=100%), formando a base da nuvem. A altitude da base da nuvem é o Nível de Condensação por Levantamento (NCL). Acima do NCL, a liberação de calor latente de condensação fornece flutuabilidade para um maior levantamento da parcela de ar, arrefecimento por ascensão, num processo adiabático úmido, e desenvolvimento da nuvem.

Figura 1 – Desenvolvimento de uma nuvem convectiva.



Fonte: Adaptada de Ahrens (2009).

De acordo com Ahrens (2009) as nuvens também podem formar-se por convecção forçada, a exemplo de uma montanha, que força o ar a subir ao longo da sua extensão vertical. Dessa forma, como no caso convectivo, a parcela de ar resfria com a altura até atingir a saturação e, a partir do nível de condensação, ocorre a formação da nuvem; ou pelo processo de convergência de massa, que diz respeito a uma região com baixa pressão em superfície que faz que o ar se desloque para a sua direção. Assim, ao convergir para essa baixa pressão, o ar ascende na atmosfera e se resfria até atingir a saturação e, a partir daí, começa a formar a nuvem; e também ao longo de superfícies frontais, à medida que o ar frio penetra em uma área de ar quente, este sobe ao longo da frente e produz nuvens.

A convecção tropical é essencialmente controlada – intensificada ou inibida – pela circulação geral da atmosfera, fenômenos de escala global, resultantes da interação complexa entre a superfície do planeta, particularmente a distribuição de continentes e oceanos, com fornecimento desigual de energia solar, topografia e cobertura vegetal (MOLION e BERNARDO, 2002).

*Cumulus (Cu)*, *cumulus congestus (Cu con)* e *cumulonimbus (Cb)* (nomenclatura do Atlas Internacional das Nuvens da OMM – Figura 2) são os mais importantes tipos de nuvens cúmulos tropicais, estando associados com distribuições trimodais de divergência,

detranhamento e nebulosidade nos trópicos (JOHNSON *et al.*, 1999).

Figura 2 – Imagens das nuvens (a) *cumulus*, (b) *cumulus congestus* e (c) *cumulonimbus* segundo o Atlas Internacional das Nuvens, da OMM.



Fonte: [www.wmocloudatlas.org/](http://www.wmocloudatlas.org/).

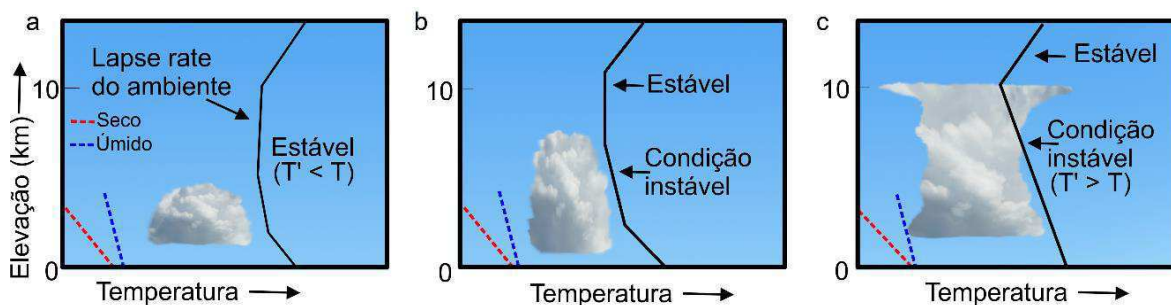
Cúmulos (*Cu* – conhecidas também como “cúmulos de bom tempo”) são, em essência, vistas como nuvens quentes, apresentando marcado crescimento diurno sobre o continente durante o dia, e sobre a costa ou oceano; ocorrem frequentemente à noite. Em contraste, cúmulos congestos [conhecidas também como *towering cumulus (TCu)*, sigla adotada daqui em diante] constituem a terceira população dominante em comparação com as espécies de nuvens *Cu* (MASUNAGA *et al.*, 2005). Do ponto de vista termodinâmico, são importantes no transporte de calor sensível e latente em toda a troposfera média, aquecem e umedecem a troposfera inferior e pré-condicionam para a convecção profunda (JOHNSON *et al.*, 1999; MAPES, 2000; KIKUCHI e TAKAYABU, 2004; KUANG e BRETHERTON, 2006; SCHUMACHER *et al.*, 2007; KHOUIDER e MAJDA, 2007; TAKAYABU *et al.*, 2010; WAITE e KHOUIDER, 2010; HOHENEGGER e STEVENS, 2013; SHEFFIELD *et al.*, 2015). Segundo a classificação feita por Johnson *et al.* (1999), são definidas como nuvens com topos entre 4 e 9 km. Em uma atmosfera tropical, correspondem aproximadamente a uma temperatura do topo entre 273 e 240 K. O limiar “quente” de 273 K é escolhido especificamente para exigir a formação de água superarrefecida ou gelo. Resumidamente, convecção rasa e congestos transportam a umidade da CLA para a baixa e a média troposfera, permitindo assim o desenvolvimento de convecção profunda (ZHUANG *et al.*, 2017). Já cúmulo-nimbos (*Cb*) são identificadas como nuvens com uma temperatura de brilho abaixo de 240 K, ou a parte superior da nuvem acima de 9 km. Em observações, *TCu* podem ser identificadas por um pico de refletividade ou por uma camada reforçada de

detranhamento/divergência tipicamente situada a cerca de 500hPa nos trópicos (JOHNSON *et al.*, 1999; TAKAYABU *et al.*, 2006; SCHUMACHER *et al.*, 2007). Tais camadas são associadas com mudanças acentuadas nas condições ambientais, quer em termos de estabilidade térmica, quer em umidade relativa (JOHNSON *et al.*, 1999).

Os conceitos de medidas de estabilidade são extremamente relevantes para a convecção rasa e profunda. Como se pode ver nas Figuras 1 e 3a, nuvens cúmulos estão associadas com a instabilidade atmosférica vertical e, portanto, são verticalmente estendidas (TOMPKINS, 2017). Formam-se tipicamente em torno de 1 km de altura, apresentando pequeno desenvolvimento vertical, com sua ascensão inibida se a camada de ar superior estiver condicionalmente estável, isto é, por uma camada de inversão por subsidência (Figura 1 – Camada C). O crescimento da nuvem *Cu* depende da estabilidade atmosférica acima do NCL, afetando o tipo de nuvem a se formar (GRIMM, 1999; JACOBSON, 2005). Se for condicionalmente instável para ar saturado, então o movimento vertical é aumentado, e o topo da nuvem *Cu* sobe, transformando-se em cúmulos congestos (Figura 3b). Em alguns casos, a nuvem cessa seu desenvolvimento nesse ponto, produzindo leve chuva e não evoluindo para uma nuvem de tempestade, dissipando-se. Mas, quando a camada condicionalmente instável é extremamente profunda, a *TCu* continua seu desenvolvimento ascendente, e seu topo atinge alturas tais que a temperatura do topo se torna inferior à de congelamento, com grandes formações de cristais de gelo misturados a gotículas d'água, transformando-se oficialmente em uma cúmulo-nimbo (Figura 3c). Na nuvem *Cb*, movimentos ascendentes e descendentes coexistem atingindo velocidades tão elevadas quanto  $100 \text{ km.h}^{-1}$ . O seu diâmetro chega a 10 km, embora possa atingir em alguns casos dezenas de quilômetros. A altura de sua base pode variar em cerca de 1 até 4 km, dependendo da umidade. O topo, caracterizado pela forma de uma bigorna, atinge alturas que variam de 9 a 20 km, alcançando e mesmo ultrapassando em alguns casos a tropopausa (GRIMM, 1999; JACOBSON, 2005; ELAT, 2017).



Figura 3 – Influência da estabilidade do ar para o crescimento das nuvens (a) cúmulos, (b) cúmulos congestos e (c) cúmulo-nimbos.  $T'$  significa temperatura da parcela, enquanto  $T$ , a temperatura do ambiente.



Fonte: Adaptada de Ahrens (2009).

O desenvolvimento vertical de uma nuvem convectiva também depende da mistura que ocorre em torno de sua periferia, por um processo chamado entranhamento. Se o ambiente ao redor da nuvem está muito seco, as gotículas da nuvem evaporam rapidamente. O entranhamento aumenta a taxa com que o ar ascendente resfria pelo influxo do ar frio e seco na nuvem; se a taxa de resfriamento se aproximar do *lapse rate* adiabático seco, a nuvem cessará seu crescimento, embora o *lapse rate* possa indicar uma atmosfera condicionalmente instável (AHRENS, 2009).

Uma vez formada uma nuvem convectiva, estabilidade, umidade e entranhamento desempenham um papel crítico nas regiões da atmosfera, em que a convecção profunda se desenvolve espontaneamente, e o cisalhamento vertical do vento (CVV) determina a direção e a taxa de movimento das tempestades convectivas e influencia profundamente sua estrutura e sua evolução (WALLACE e HOBBS, 2006). Ou seja, o comportamento de uma tempestade é inerentemente dependente do ambiente em que a tempestade cresce, incluindo a estabilidade termodinâmica, o perfil vertical do vento e as influências do forçamento de meso e de grande escalas (WEISMAN e KLEMP, 1986).

A partir de simulações oriundas de observações, subidas forçadas como, por exemplo, associadas com convergência em grande escala (BACK e BRETHERTON, 2005; MASUNAGA e KUMMEROW, 2006), circulações de mesoescala (PIELKE, 2001), ou piscinas frias (TOMPKINS, 2001c), pode-se promover o desenvolvimento da convecção profunda. Nas regiões tropicais, onde os gradientes horizontais de temperatura são fracos, o nível da atividade convectiva está intimamente relacionado com a estratificação térmica e de

vapor d'água (BETTS, 1973). A exemplo disso, em Satyamurty *et al.* (2013), foi mostrado que a precipitação observada na Amazônia é altamente correlacionada com a convergência de umidade verticalmente integrada. Igualmente, estudos usando modelos explícitos de nuvens (CRM – *Cloud Resolving Models*) demonstraram que o desenvolvimento da convecção profunda depende do teor de umidade da troposfera livre (DERBYSHIRE *et al.*, 2004; CHABOUREAU *et al.*, 2004; KUANG e BRETHERTON, 2006; KHAIROUTDINOV e RANDALL, 2006; WU *et al.*, 2009), reconhecendo a importância de manter a flutuabilidade das nuvens para a convecção profunda. Embora proponham caminhos diferentes para superar tais efeitos, ou seja, fazendo nuvens maiores ou um ambiente mais úmido e menos estável, os conceitos existentes sobre as formas em que a umidade ajuda a modular a flutuabilidade das nuvens convectivas são em grande parte qualitativos, servindo para lembrar o importante papel que desempenham.

Wu (2003) investigou a circulação acionada pelo aquecimento por *TCu* e cúmulos profundos por meio de equações lineares e um modelo de equação primitiva seca. Em seus resultados, obteve que a convergência de umidade em baixo nível conduzido pelo aquecimento por congestos é cinco vezes maior do que o aquecimento por cúmulos profundos. Também estimou que cerca de 24% do total de precipitação devem ser associados com o aquecimento superficial e que a existência de uma quantidade substancial de aquecimento por *TCu* pode ser essencial para manter os sistemas de profundidade.

Takayabu *et al.* (2006) encontraram uma grande correlação entre a atividade convectiva e a umidade na baixa troposfera (600-800 hPa), enquanto não existe uma correlação significativa entre a atividade convectiva e a maior energia potencial convectiva disponível (CAPE), ou energia de inibição convectiva (CIN). Aplicaram, também, um modelo de diagnóstico de nuvem e mostraram que existem, fundamentalmente, três picos de detranhamento, que são encontrados na baixa troposfera (perto de 900hPa), na média troposfera (perto de 450 hPa), e na alta troposfera (perto de 150 hPa), tanto sobre o oceano quanto sobre a terra.

Masunaga e Kummerow (2006) buscaram compreender a variabilidade em um amplo espectro de sistemas de precipitação tropicais como uma função do ambiente de grande escala. O método de análise segue o proposto por Masunaga *et al.* (2005), compreendendo

as tendências estatísticas quanto ao tamanho e à altura das nuvens e à precipitação associada por meio de uma análise simultânea das observações a partir das medições da Missão para a Medição de Chuva Tropical (TRMM – *Tropical Rainfall Measuring Mission*), em três áreas oceânicas e duas regiões continentais tropicais, entre 10°N e 10°S. Segundo esses autores, sistemas profundos são claramente correlacionados com a circulação em grande escala e são modulados por um ciclo sazonal distinto sobre a terra. Cúmulos rasos são praticamente desconectados da dinâmica de grande escala e são mais propensas às condições termodinâmicas locais. Como resultado, é dito que a variação temporal da convecção profunda é geralmente bem sincronizada com a velocidade vertical,  $\omega$ , em 500 hPa, o que sugere uma ligação entre o desenvolvimento de sistemas de precipitação profunda e a circulação em larga escala em todas as áreas de estudo, estando bem correlacionada com a subsidência em larga escala. Resultado semelhante foi obtido por Del Genio e Kovari (2002). Por outro lado, Takayibu *et al.* (2010) enfatizaram que, embora a distinção da convecção rasa e profunda corresponda a  $\omega$  em 500hPa sobre o oceano, esta não é a mesma para aqueles sobre a terra. Essa correlação é ainda mais clara para eventos de *TCu* embora a sensibilidade a  $\omega$  seja mais fraca do que em sistemas de profundidade.

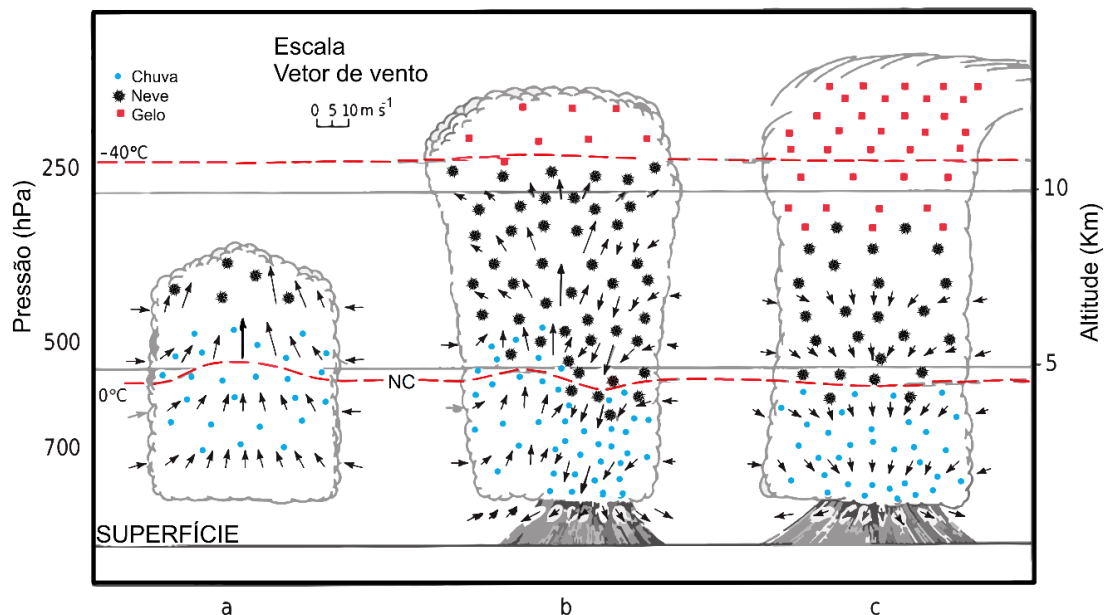
Takayabu *et al.* (2010) investigaram os perfis de aquecimento [fonte de calor aparente ( $Q_1$ ), definido por Yanai *et al.* (1973) como o aquecimento resultante de processos não resolvidos diabaticamente na atmosfera, e radiativo ( $Q_R$ )] a partir do TRMM-PR sobre os oceanos e os continentes tropicais. Esses autores concluíram que *TCu* são mais frequentes sobre o oceano do que em terra. Notaram que dois picos no aquecimento convectivo em ~5 e ~2 km são aparentes sobre o oceano, enquanto apenas o primeiro pico é significativo sobre a terra, sabendo-se que o pico em ~ 5km corresponde à convecção profunda, ao passo que o pico em ~ 2km está associado com a precipitação a partir de *TCu* a altura do topo da precipitação (PTH – *Precipitation-Top Height*) entre 2 e 6 km. Por outro lado, os perfis de aquecimento totais ( $Q_1$  e  $Q_R$ ) apresentam um amplo pico por volta de 6-8 km sobre o mar e sobre a terra, ao passo que o resfriamento evaporativo da baixa troposfera sobre a terra é maior do que sobre o oceano. A massa integrada de  $Q_1 - Q_R$ , calculados sobre a terra a partir de 30°N a 30°S, é ~ 73,7 J.s<sup>-1</sup> (~ 2,55 mm.dia<sup>-1</sup>). Uma estimativa grosseira da contribuição do aquecimento por *TCu* contra o aquecimento total foi de 46,7% medido nos oceanos

tropicais, que é substancialmente maior 23,7% do que o medido sobre a terra para as mesmas latitudes. Verificou-se que o aquecimento por *TCu* é aumentado linearmente pela temperatura da superfície do mar (TSM), e sistemas os convectivos profundos são estritamente delimitados por subsidência em grande escala.

Kumar *et al.* (2014) verificaram que a frequência de ocorrência de *Cb* tem seu pico à tarde, às 15 Horas Local (HL), algumas horas após o pico das *TCu*, mas que apenas 26% da população de nuvens classificada como *TCu* crescem em nuvens *Cb* no ambiente tropical. Além disso, mostraram que a convecção profunda é determinada principalmente pela presença do movimento ascendente de grande escala na média troposfera, e não apenas pela presença de nuvens *TCu* antes da convecção profunda, contradizendo o ponto de vista termodinâmico, segundo o qual o umedecimento da média troposfera antes de convecção profunda é unicamente devido às células *TCu* anteriores. Nesse ponto, há concordância com Hohenegger e Stevens (2013), que citaram em seu trabalho que a presença de *TCu* sobre uma dada região geralmente não aumenta a probabilidade para o desenvolvimento da convecção profunda.

Para Tompkins (2017), a convecção profunda resumidamente envolve a ascensão da parcela da camada limite para a tropopausa, que passa por três estágios bem distintos: estágio de crescimento cúmulos, caracterizado por umedecimento sucessivo do ambiente e movimento predominantemente ascendente (Figura 4a); estágio maduro, caracterizado por gotas de água e de gelo suspensas por correntes ascendentes, formação da precipitação, entranhamento, que produz evaporação das gotículas e arrasto durante a chuva, os quais formam correntes descendentes e frentes de rajadas (Figura 4b); e estágio de dissipação, em que ocorre precipitação intensa, e correntes descendentes dominam correntes ascendentes, baixo cisalhamento e dissipação da tempestade (Figura 4c). Essas fases possuem duração de cerca de 1 hora.

Figura 4 – Esquema de uma tempestade unicelular, que passa por três diferentes estágios: (a) estágio de desenvolvimento (cúmulos), (b) estágio maduro e (c) estágio dissipativo. As isotermas de 0°C (NC - nível de congelamento) e -40°C estão indicadas em cor laranja. A escala horizontal é comprimida em cerca de 30% em relação à escala vertical na Figura.



Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006).

## 2.2 Ciclo diurno da precipitação observada

Nos trópicos, dois dos principais modos de variabilidade de precipitação são o ciclo diário (24 horas) e o ciclo semidiário (12 horas). A variabilidade deles manifesta-se em inúmeros componentes meteorológicos, tais como pressão atmosférica e geopotencial, temperatura do ar e umidade em superfície, temperatura do ar em altitude, tamanho e cobertura de nuvens, vento horizontal e circulação na CLA, balanço de radiação à superfície, dentre outros, para além de susceptíveis ao tipo de cobertura do solo, sendo diretamente afetados pelos diferentes usos da terra, com os ciclos dessas variáveis geralmente associadas (por meio de relações de causa ou efeito) pelo ciclo da precipitação (SANTOS E SILVA *et al.*, 2012; SANTOS E SILVA, 2013; SILVA e FREITAS, 2015).

O ciclo diurno da convecção continental, tratado como um ciclo semidiário caracterizado do nascer ao pôr do sol, envolve muitos processos acoplados entre a superfície, a CLA e a atmosfera livre (BECHTOLD *et al.*, 2004), mas primariamente dominados pelas

trocas de energia, massa e movimento próximo à superfície. (SANTOS E SILVA, 2013). Com grande parte da interação entre a convecção rasa e a convecção profunda relacionada com o balanço de energia à superfície, isto é, o ciclo diário da convecção tem forte relação com o aquecimento diurno da superfície, sendo este fundamental para a configuração do perfil termodinâmico da atmosfera (SOUZA E SILVA, 2003; SOUZA *et al.*, 2009; ADAMS *et al.*, 2009).

O ciclo diurno da convecção é provavelmente a manifestação mais proeminente da convecção de não equilíbrio dirigida pela CLA, que varia tipicamente numa escala de tempo de algumas horas, e ocorre quando o forçamento troposférico superior é forte (convecção é inibida por uma camada de inversão) ou fraco (convecção é conduzida ao longo da sua trajetória pela rápida variação e pelos fortes fluxos de calor na superfície) (BETCHOLD *et al.*, 2014).

Alguns estudos observacionais dedicaram-se ao ciclo diurno da convecção sobre a terra (por exemplo, Yang e Slingo, 2001; Betts *et al.*, 2002; Tian e al., 2005; Kikuchi e Wang, 2008; Santos e Silva *et al.*, 2009; Zhang e Klein, 2010; Santos e Silva *et al.*, 2012), e estes mostraram que a fase do ciclo diurno pode variar fortemente em escala regional, embora basicamente consista de uma fase convectiva rasa pela manhã, seguido por um início gradual da convecção profunda, com máxima precipitação ocorrendo até o fim da tarde.

Segundo os estudos de Yang e Smith (2006, 2008), Kikuchi e Wang (2008) e Yang e Nesbitt (2014), que examinaram o ciclo diurno global da precipitação nos trópicos usando dados do TRMM, mostraram que o regime do ciclo diurno continental apresenta grande variabilidade e um pico à tarde entre 15-18 HL, dominado por chuvas convectivas, forçadas principalmente pelo ciclo diurno da insolação solar; todavia, o estudo de Kikuchi e Wang (2008) reconheceu que incertezas significativas permanecem quanto ao mecanismo exato do ciclo diurno e que ainda haveria muito trabalho a ser feito para melhorar a representação dos processos físicos nos modelos numéricos, assim como no estudo de Dai (2006).

Num contexto regional, várias campanhas de campo importantes foram realizadas a fim de melhorar a compreensão sobre os sistemas convectivos e o ciclo diurno na Amazônia, como as campanhas do Projeto LBA – Experimento de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (SILVA DIAS *et al.*, 2002a, b; SILVA DIAS *et al.*, 2003), o *Green Ocean*

*Amazon* (GOAmazon) em 2014/15, liderado pelo U.S. *Department of Energy – Atmospheric Research Measurement* (DOE-ARM), e pelo Projeto CHUVA [*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolVing modeling and to the GPM – Global Precipitation Measurement / Processos de Nuvens Associados aos Principais Sistemas Precipitantes no Brasil: uma contribuição à Modelagem da Escala de Nuvens e à Medida Global de Precipitação* (MARTIN *et al.*, 2016, 2017; MACHADO *et al.*, 2014)].

Dentre os diversos resultados da Campanha Atmosférica de Mesoescala da Estação Úmida (WETAMC – *West season Atmospheric Mesoscale Campaign*) do projeto LBA simultaneamente com o TRMM, bem descrito por Silva Dias *et al.* (2002a, b), foi possível analisar com detalhes as características da convecção na escala intrasazonal, durante a estação chuvosa, no sudoeste da Amazônia.

A evolução da CLA mostra que uma camada noturna, fortemente estável, apesar de rasa, é erodida lentamente (na ordem de poucas horas) devido ao fluxo de calor que se segue ao amanhecer (BETTS *et al.* 2002). A erosão dessa camada estável leva a uma fase de convecção rasa, na qual a umidade é transportada para fora da camada limite convectiva, à medida que está se aprofunda. Chuvas rápidas se formam por volta do meio-dia, seguidas da organização de convecção profunda no início da tarde (~ 14 HL), com alguma dependência do regime de vento da baixa troposfera. A CLA é então estabilizada pela intrusão de ar com baixa temperatura potencial equivalente, trazida para baixo nas correntes descendentes subsaturadas. Após o resfriamento radiativo durante a noite, a camada nas proximidades da superfície torna-se bastante estável.

Ainda segundo Silva Dias (2006), essa evolução conceitual aponta para um controle de primeira ordem da circulação geral da atmosfera, enquanto o forçamento de grande escala define uma situação sinótica favorável a dias ensolarados pela manhã com desenvolvimentos de *Cu* após poucas horas de sol; alguns evoluem para *TCu* ainda pela manhã, e eventualmente provocam pancadas de chuva leve, as chamadas chuvas de nuvens quentes. Essas pancadas têm o efeito de estabilizar as baixas camadas momentaneamente e de atrasar o processo de formação de nuvens profundas.

Variações diurnas da precipitação também foram estudadas por Machado *et al.* (2002), Cifelli *et al.* (2004), Strong *et al.* (2005), Schumacher *et al.* (2007), Santos e Silva *et*

*al.* (2012), Tanaka *et al.* (2014), Burleyson *et al.* (2016), dentre outros. Em geral, as máximas precipitações diurnas ocorrem no período da tarde, com picos secundários nas primeiras horas da manhã; no entanto algumas áreas experimentam sistemas noturnos bastante intensos e uma sazonalidade mais pronunciada (SARAIVA *et al.*, 2016). Embora a Região Amazônica exiba fortes variações sazonais na circulação atmosférica e nos padrões de precipitação, o ciclo diurno é tipicamente o mesmo ao longo do ano (MACHADO *et al.*, 2018).

No trabalho de Strong *et al.* (2005) é evidenciado o acoplamento entre os processos da CLA e os tipos de cobertura de nuvem que, ao fim de tudo, determinam as taxas de precipitação convectiva no sudoeste da Amazônia. Esses processos são altamente dependentes do regime de vento predominante (HERDIES *et al.*, 2002). Herdies *et al.* (2002) citaram que os regimes de vento de oeste associam-se à ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e aos jatos de baixos níveis a leste dos Andes e, portanto, apresentam precipitação mais estratiforme e extensa. Ao contrário, durante os regimes de leste, a precipitação é tipicamente convectiva, isolada e ocorre no fim da tarde, tendo o mecanismo de convecção local como forçamento dominante, como também mostrado em Schumacher *et al.* (2007). Nos resultados dessa última citação, os sistemas precipitantes durante o regime de oeste apresentaram acumulados de chuva ligeiramente mais elevados do que nos sistemas formados no regime de leste (7,1 mm.dia<sup>-1</sup> contra 6,1 mm.dia<sup>-1</sup>), pois durante esse regime os eventos de precipitação são mais persistentes, concordantes também com o resultado encontrado em Santos e Silva *et al.* (2012).

Pereira e Rutledge (2006) estudaram o ciclo diurno da convecção rasa e profunda para os regimes de vento identificados pelos autores acima, por meio de informações de radar durante o TRMM-LBA e EPIC – *Eastern Pacific Investigation of Climate*. Em geral, a convecção foi mais energética sobre o continente tropical associada à CAPE, à maior velocidade vertical resultante e às altas taxas de chuva convectiva observada. Houve pouca mudança na fase do ciclo diurno entre os regimes de vento, e a convecção durante o TRMM-LBA sofreu um ciclo diurno pronunciado que iniciou no fim da manhã e atingiu o pico à tarde. Outrossim, verificou-se nesse estudo que 60% da precipitação foram devidos à convecção profunda; 30%, à convecção estratiforme; e 10%, à convecção rasa. Todavia, para os regimes de leste, a fração estratiforme foi de 23%, enquanto dos cúmulos rasos foi de 10%.



Já durante os regimes de oeste, a fração estratiforme foi de 38%; e dos cúmulos rasos, de 9%.

Schumacher *et al.* (2007), também, exploraram o papel que o ciclo diurno desempenha nas variações do aquecimento vertical durante o experimento TRMM-LBA. Como resultados, observaram que a convecção precipitante profunda foi comum no período da tarde, ocorrendo próximo do tempo de aquecimento máximo da superfície, compativelmente com o perfil médio diurno de  $Q_1$ , que atingiu seu valor máximo de  $9 \text{ K.dia}^{-1}$  entre 600 e 400 hPa às 14 HL. Também observaram um forte ciclo diurno da precipitação, com uma taxa de precipitação mínima de  $2,3 \text{ mm.dia}^{-1}$  às 08 HL e máxima de  $11,7 \text{ mm.dia}^{-1}$  às 14 HL, pressupondo que, enquanto mais chuva (e assim, calor latente) ocorreu às 14 HL, o perfil de  $Q_1$  pela manhã proporcionou uma contribuição importante para o perfil médio total, dado que as variações diurnas em  $Q_1$  na superfície foram grandes, devido à grande oscilação dos fluxos de superfície associados às variações de temperatura diurna.

Por seu turno, Schumacher *et al.* (2007) usaram apenas dois perfis por dia, não capturando a rápida mudança do ambiente, visto que a escala de tempo da convecção nos trópicos é de apenas algumas horas (Tanaka *et al.*, 2014), Tang *et al.* (2016) usaram dados coletados da abrangente campanha de campo GoAmazon durante dois períodos operacionais intensivos nas estações chuvosa e seca para, também, estudar a variação sazonal e o ciclo diurno da velocidade vertical em grande escala e das taxas de calor ( $Q_1$ ) e umidade ( $Q_2$ ), associados aos sistemas convectivos que ocorrem na Amazônia Central. No geral, a magnitude de  $Q_1$  e  $Q_2$  são consistentes com Schumacher *et al.* (2007) apesar de a altura do pico ter sido menor, indicando que nesse estudo de caso houve mais cúmulos rasos e convecção com aquecimento e secagem em baixos níveis. Na estação chuvosa, os sistemas convectivos foram frequentemente vistos no início da manhã estendendo-se à tarde, enquanto na estação seca foram observados somente à tarde. Pela manhã houve forte movimento ascendente em  $\sim 700 \text{ hPa}$ , aquecimento e secagem em toda a troposfera, na estação chuvosa, que se limitou a níveis mais baixos na estação seca. No período da tarde, ambas as estações exibiram forte movimento ascendente acima de  $700 \text{ hPa}$ , fraco aquecimento e forte umedecimento na CLA relacionada à convergência vertical por fluxos turbulentos.

Giangrande *et al.* (2016) apresentaram o comportamento dos movimentos verticais e do fluxo de massa em nuvens convectivas em função da estação, instabilidade e inibição

convectiva. Mostraram que a velocidade vertical das correntes ascendentes e descendentes aumentou com a altura, entre 6 e 10 km, dependendo do topo da nuvem. Os valores máximos de velocidade observados não excederam  $20 \text{ m.s}^{-1}$ . O fluxo de massa da corrente ascendente também aumentou com a altura, enquanto os perfis de fluxo de massa líquida atingiram o pico em magnitude e frequência acima de 8 km; já as correntes descendentes foram mais frequentes abaixo do nível de congelamento. Também observaram que aproximadamente 30% da fração da área convectiva estavam associadas as nuvens cúmulos congestos, agregadas a um fluxo de massa substancial em altitudes inferiores a 8km. Ao considerar vários controles ambientais quando a convecção esteve presente, obtiveram que um forte CAPE estava associado a movimentos verticais mais intensos que levaram ao aumento dos perfis de fluxo de massa, apesar da menor fração de área convectiva, enquanto um CIN mais fraco e condições de umidade mais altas foram associados com maiores frações de área convectiva e aumento nos perfis de fluxo de massa líquida.

Lima e Wilson (2008) determinaram como se inicia a convecção na Amazônia usando o mesmo conjunto de dados TRMM-LBA. A base para determinar onde e quando a convecção iniciou foi o radar banda-S com dupla polarização (S-Pol), do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Utilizaram, adicionalmente, dados do canal visível do satélite GOES-8 para identificar piscinas frias produzidas pela precipitação convectiva. Essas informações, em conjunto com dados topográficos de alta resolução, foram utilizadas na determinação dos mecanismos possíveis de disparos da convecção. A elevação do terreno na área de estudo variou de 100 a 600 m. Esse estudo apresentou seus resultados para o dia 5 de fevereiro de 1999, que se mostrou representativo de muitos outros dias durante o experimento. Nesse dia, um total de 315 tempestades iniciou-se dentro do raio de 130 km do radar S-Pol, classificado como de fraco regime de monção, e a convecção desenvolveu-se em resposta ao ciclo diurno do aquecimento solar. Cúmulos rasos espalhados durante a manhã desenvolveram-se em convecção profunda no início da tarde. As tempestades tiveram início após as 11h, com um pico de iniciação entre 15 e 16h. As causas do início das tempestades foram classificadas em quatro categorias. O modo mais comum de iniciação foi o levantamento forçado por frente de rajada (36%). A categoria, que inclui forçamento topográfico (>300m), sem a influência de nenhum outro mecanismo, foi responsável por 21%

das iniciações; e a colisão de frentes de rajada, por 16%. Nos 27% restantes, não foi possível a identificação de nenhum mecanismo.

Wang *et al.* (2009), utilizando sondagens atmosféricas simultâneas em locais de floresta e pastagens durante o *Rondonian Boundary Layer Experiment* (RBLE-3) como parte do *Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study* (ABRACOS), elucidaram a correlação observada entre as nuvens e o uso da terra. Como resultados demonstraram que a convecção rasa se desenvolve mais nas áreas desmatadas do que em áreas florestadas, resultando de um mecanismo de elevação mais forte, causado pela circulação de mesoescala, impulsionada pela heterogeneidade induzida pelo desmatamento. Enquanto a convecção profunda é mais ativa sobre as áreas florestadas, devido ao fato de a CLA ser mais instável e caracterizada por maiores valores de CAPE, em função da maior umidade do que a encontrada na área desmatada. Um exemplo de como o uso da terra influencia na convecção é visto em um estudo de Santos *et al.* (2015), em que mostraram que a tendência negativa no sul da Amazônia sugere que o “Arco do Desmatamento” tem influenciado no ciclo hidrológico da região de forma significativa. Isso condiz com o estudo de Tota *et al.* (2000), os quais verificaram que os eventos de precipitação acima de 10, 15 e 20 mm.h<sup>-1</sup> totalizaram, respectivamente, 73, 68 e 62% da área desmatada.

Santos e Silva *et al.* (2009, 2012) discutiram, também, em detalhes, o ciclo diurno da precipitação sobre a Bacia Amazônica utilizando dados observados de pluviômetros e do radar S-Pol, e da precipitação por meio do algoritmo 3B42\_V6 do TRMM, durante o experimento de campo, na estação chuvosa de 1999. No geral, sua análise indicou que um pico na precipitação é comum no fim da tarde, apesar das variações existentes associadas aos regimes de vento. A precipitação determinada pelo radar, mostrada estar bem correlacionada às medidas dos pluviômetros, exibiu um máximo principal às 18 UTC (14 HL). Durante o regime de oeste, o máximo principal foi bem pronunciado, também, às 18 UTC (1,4 mm.h<sup>-1</sup>), enquanto, para o regime de leste, ocorreu às 20 UTC (16 HL) com taxa de precipitação de 1,7 mm.h<sup>-1</sup>.

Tanaka *et al.* (2014) estudaram a variabilidade diurna da precipitação utilizando observações horárias de um período de 6 anos (2006-2011) para quatro estações sobre a Bacia Amazônica Central, a fim de encontrar diferenças entre as estações chuvosa e seca, bem

como as diferenças entre floresta e área urbana. Segundo seus resultados, as frequências dos eventos de chuva da floresta e área urbana oscilam de maneira diferente, principalmente devido à maior disponibilidade de umidade sobre a floresta. A precipitação na floresta foi 20% maior do que na cidade, assim como a precipitação diurna foi mais frequente que a noturna, com horário preferencial entre 12 e 17 HL. O pico da frequência diurna à tarde foi mais pronunciado nas estações florestais (12-16 HL) do que nas estações da área urbana (10-14 HL), que se encontram mais perto dos rios. Ressaltaram que o efeito da brisa do rio foi importante para as frequências mais altas dos eventos de chuva nas primeiras horas da manhã, nas estações urbanas, com a estação chuvosa apresentando mais eventos de precipitação do que a estação seca, em consonância com Tang *et al.* (2016) e Giangrande *et al.* (2016). No entanto os sistemas convectivos na estação seca são tipicamente mais intensos do que aqueles que ocorrem na estação chuvosa (GIANGRANDE *et al.*, 2016).

Burleyson *et al.* (2016) discutiram o ciclo diurno e a variabilidade espacial da convecção profunda no domínio do GoAmazon. Em geral, os ciclos anuais e diurnos de precipitação durante o ano de 2014 foram semelhantes aos valores climatológicos baseados em dados de satélite de 2000 a 2013. Ressaltaram que o ciclo diurno da frequência de tops de nuvens frias ( $< 240$  K) teve apenas um único pico à tarde, devido à convecção associada à propagação para o interior da brisa marítima durante a estação chuvosa estar em fase com o ciclo diurno da convecção profunda, mas estar fora de fase, a algumas centenas de quilômetros a leste e a oeste dos locais de campanha de campo, mostrando que os padrões de circulação dos rios afetam o ciclo diurno da convecção.

Giangrande *et al.* (2017) também apresentaram uma visão geral das interações nuvem, termodinâmica e radiação. Esses autores mostraram que a propensão para a nuvem cúmulos iniciar, aprofundar e organizar-se a partir da Bacia Amazônica impulsiona grande parte dos contrastes diurnos observados nas diferentes estações do ano, com a precipitação diária que ocorre regularmente, atribuída principalmente a células convectivas isoladas e acionadas localmente. Condições termodinâmicas favoráveis na estação chuvosa promovem o aumento de  $Cu$  ao longo do ciclo diurno, bem como o desenvolvimento adicional de nuvens  $TCu$  e profundas precipitantes associadas com CIN reduzido, elevada umidade relativa e convergência de umidade por meio dos níveis médios atmosféricos. Tanto a estação chuvosa

quanto de transição exibe contrastes mais pronunciados de CAPE e CIN, que aumentam potencialmente a probabilidade do desenvolvimento de convecção profunda.

Uma avaliação de como as condições ambientais influenciam a transição da convecção rasa para profunda e o ciclo diurno da precipitação durante as estações úmida, seca e de transição para a Amazônia Central foi realizada por Zhuang *et al.* (2017). Esse estudo usou dados observacionais fornecidos pela GoAmazon. A Tabela 1 resume as condições anômalas das variáveis ambientais obtidas em seus resultados que favoreceram a transição da convecção rasa para profunda, num intervalo de tempo de 08-11 HL para casos LD (dias em que ocorreu a transição da convecção rasa para profunda) e SC (dias quando apenas a convecção rasa ou congestos foram observadas, sem a transição para convecção profunda) durante o dia em cada estação estudada.

Tabela 1 – Precondições ambientais, para o horário de 08 às 11 HL, favoráveis à ocorrência da transição da convecção rasa para a profunda durante três estações do ano na Amazônia Central. Para cada coluna (variável), o símbolo hífen significa que a diferença LD/SC foi “insignificante”; uma seta significa “significativo”; e duas setas, “mais significativo” (apenas em comparação com a mesma coluna); o fluxo de onda curta positivo (FOC) é para baixo, enquanto o fluxo de onda longa positivo (FOL), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) são para cima. As setas para cima denotam anomalias positivas (crescentes), ao passo que as setas para baixo indicaram anomalias negativas (decrecentes).

Estações	Variáveis Meteorológicas														
	Superfície							Umidade Atmosférica		Instabilidade Atmosférica				Cisalhamento Vertical do Vento	
	Foc↓	FOL↑	T <sub>s</sub>	q <sub>s</sub>	V	H	LE	PWV	UR/q	NCL (hgt)	NCE (hgt)	CAPE	CIN	CVV (0-3km)	CVV (0-6km)
<b>Chuvosa</b>	↓	↓	↓	↑	↓	↓	–	↑	↑ (baixo)	↓	↓	↑↑	↓	–	↓
<b>Seca</b>			↓↓	↑↑		↓↓		↑↑	↑ (baixo a médio)	↓↓				↑	↑
<b>Transição</b>												↑		–	–

Fonte: Adaptada de Zhuang *et al.* (2017).

Em resumo, Zhuang *et al.* obtiveram que, durante a estação chuvosa, uma atmosfera mais úmida devido a ventos predominantes de nordeste, forte convergência de umidade e frequente convecção profunda durante o dia e noite promoveram a ocorrência de uma extensa

convecção rasa, que reduziu a radiação solar em superfície e levou a um aumento mais lento da temperatura na CLA antes do meio-dia, fazendo que o nível de convecção natural decaísse mais e, finalmente, desencadeasse uma transição para a convecção profunda mais difundida, mas menos intensa, com início precoce e precipitação mais duradoura. Durante a estação de transição, menos convecção rasa e mais radiação solar levaram a um aumento mais rápido da temperatura na CLA e uma taxa de *lapse rate* mais acentuada, provocando CAPE e CIN mais fortes, resultando em convecção profunda com bigornas mais extensas, correntes ascendentes convectivas mais fortes e picos de precipitação. Tanto para a estação chuvosa quanto para a de transição, a taxa de precipitação média teve o pico aproximadamente entre 12 e 13 HL. Já durante a estação seca, as condições de instabilidade foram muito semelhantes às da estação de transição, com menor fração da cobertura de convecção rasa, pois o ambiente mais seco resultou tanto da circulação quanto da convecção menos frequente, causando entranhamento mais seco, enfraquecendo e adiando a transição para a convecção profunda, com a taxa de precipitação média por volta de 1 hora mais tarde do que das outras estações. Ademais, obtiveram que, em dias SC, a convecção rasa na CLA geralmente inicia-se após as 09 HL e se dissipa antes das 16 HL, de sorte que o desenvolvimento da convecção rasa tem um tempo de vida mais longo, na estação úmida e um tempo de vida mais curto, na estação de transição (inicia mais tarde e termina mais cedo), enquanto, nos dias LD, a convecção profunda desenvolve-se a partir da convecção rasa, que ocorre no fim da manhã para o início da tarde.

### 2.3 Ciclo diurno da precipitação simulada com modelos numéricos

O ciclo diurno da convecção sobre a terra é bastante investigado, como pôde ser visto no tópico acima; e, embora a maioria dos estudos observacionais concordem que a magnitude do ciclo diurno é maior no continente do que no oceano e que exhibe máximos de precipitação no meio da tarde e a própria variação diurna pode depender da intensidade da precipitação (chuviscos *versus* tempestades), a causa do pico da precipitação pela manhã nos modelos permanece em discussão (COLLIER e BOWMAN, 2004).

Para Shin *et al.* (2007) os esquemas de convecção desempenham o papel principal na captura do ciclo diurno da chuva conjuntamente com a alta resolução horizontal, fornecendo

um caminho para a melhoria dos modelos, o que corrobora Khouider e Majda (2007) e Sato *et al.* (2009), segundo os quais o ciclo diurno e a organização multiescalar da convecção tropical são mais bem representados por meio do uso dos CRM, em que as equações do fluido com a microfísica de nuvem são discretizados em malhas de pequena escala (da ordem de alguns quilômetros), enquanto o domínio físico é restrito em tamanho para a ordem de alguns milhares de quilômetros em duas ou três dimensões espaciais (GRABOWSKI *et al.*, 2000; TOMPKINS, 2001a,b); ou, alternativamente, a “superparametrização”, que usa de duas malhas de rede diferentes, com as variáveis dinâmicas e termodinâmicas do fluido de grande escala resolvidas numa grade de escala planetária 3D da ordem de 12.000 km, e a variabilidade da escala convectiva, no interior de cada grade em larga escala, que é da ordem de 200 km, representado por uma grade 2D no CRM (GRABOWSKI 2001, 2003).

Os CRM tornaram-se muito importantes para o estudo da convecção e de nuvens, embora o seu custo computacional seja extremamente elevado. Vários trabalhos como Guichard *et al.* (2004), Grabowski *et al.* (2006), Hohenegger *et al.* (2008), Sato *et al.* (2008; 2009), Stirling e Stratton (2012), Kendon *et al.* (2012) e Marsham *et al.* (2013) demonstraram como simulações com CRM com alta resolução e a representação explícita do processo de convecção podem representar com maior eficiência o ciclo diurno e reduzir os erros dos modelos, mas, em contrapartida, em Schwitalla *et al.* (2008), a influência da parametrização de convecção profunda seria uma das razões para os erros sistemáticos nos modelos, inclusive no CRM, e a convecção foi acionada sistematicamente muito cedo.

O mesmo sucesso na reprodução do ciclo diurno observado geralmente não é o relatado nos modelos de grande escala (BETCHOLD *et al.*, 2014). Gianotti *et al.* (2012) acrescentaram que tanto os MCG quanto os MCR experimentam as mesmas dificuldades para simular a precipitação (seja quanto à frequência, volume ou horário do pico diário, e também, seja sobre superfícies terrestres ou oceânicas), em maior ou menor grau, independentemente da escolha do esquema de parametrização convectiva, esquema de superfície terrestre, condições de fronteira lateral ou, simplesmente, uma questão da resolução horizontal. A persistência desses erros na precipitação indicou que não seriam apenas artefatos da configuração do modelo, mas estariam dentro da parte atmosférica do modelo.

Como mostrado por Jung *et al.* (2010) e Boyle e Klein (2010), melhorias nos modelos para a região tropical dependem criticamente das parametrizações físicas e da convecção, em particular. Boyle e Klein (2010) notaram que os ganhos em ir para uma resolução horizontal mais alta foram moderados, e alguns erros inerentes ao modelo associado às parametrizações físicas não podem ser melhorados apenas com a resolução. Isso vai ao encontro da percepção de Lin *et al.* (2012), que mostraram em seu estudo que o aumento da resolução teve pequenos impactos nos campos da nuvem, modulando apenas o particionamento da convecção com o aumento da precipitação em grande escala e modificando assim o ciclo diurno total de precipitação, que, de acordo com as observações era dominado pela convecção convectiva.

Nos modelos climáticos atuais, com resolução típica de 20 a 300 km, a convecção tropical é tratada por várias parametrizações cúmulos, que são representadas por um conjunto de equações aproximadas que descrevem o comportamento da convecção cúmulos de subgrade e seus efeitos sobre as variáveis de grande escala (RIO *et al.*, 2009; TAKAYABU *et al.*, 2010); e, embora a maioria dos MCG prevejam razoavelmente a precipitação média mensal, têm experimentado dificuldades em simular os efeitos dos processos convectivos nas regiões tropicais, não capturando o padrão geral do ciclo diurno da precipitação (BECHTOLD *et al.*, 2004; ADAMS *et al.* 2009; GIAGRANDE *et al.*, 2016; CECCHINI *et al.*, 2017), particularmente quanto à convecção forçada na superfície, na qual o acoplamento adiabático de elevação na atmosfera livre é a resposta, e não a fonte do aquecimento convectivo (BETCHOLD *et al.*, 2014).

De fato, vários estudos de modelos regionais e globais (YANG e SLINGO, 2001; BETTS e JAKOB, 2002; BECHTOLD *et al.*, 2004, GUICHARD *et al.*, 2004; GRABOWSKI *et al.*, 2006, KHAIROUTDINOV e RANDALL, 2006; RIO *et al.*, 2009; GIANOTTI *et al.*, 2012; SANTOS E SILVA *et al.*, 2012; STRATTON e STIRLING, 2012; MARSHAM *et al.* 2013; BECHTOLD *et al.*, 2014; ANBER *et al.*, 2015; SILVA e FREITAS, 2015; BERANOVÁ *et al.*, 2018) apontaram para erros sistemáticos no ciclo diurno da precipitação quando empregados esquemas de parametrização por convecção, como o início muito precoce de convecção profunda.

Estudos como o de Betts e Jakob (2002) analisaram o ciclo diurno da precipitação, superfícies termodinâmicas e fluxos de superfície no modelo ERA-Interim do *European*



*Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF)*, usando dados do experimento WETAMC-LBA. Eles detectaram uma falha no modelo no ciclo de precipitação diurna sobre Rondônia. Por volta das 08 HL o modelo detectou um máximo de precipitação, enquanto as observações mostravam um mínimo para aquele mesmo horário. Eles concluíram que, embora o ciclo diurno termodinâmico próximo à superfície do modelo esteja bastante próximo do observado, ele é reproduzido no modelo por uma mistura de diferentes processos de superfície e de CLA. Bechtold *et al.* (2004), também utilizando o modelo global de previsão do ECMWF, examinaram o ciclo diurno sobre o sudoeste da Amazônia. Assim como em estudos anteriores, eles encontraram que a convecção da Amazônia ocorreu muito cedo, no ciclo diurno.

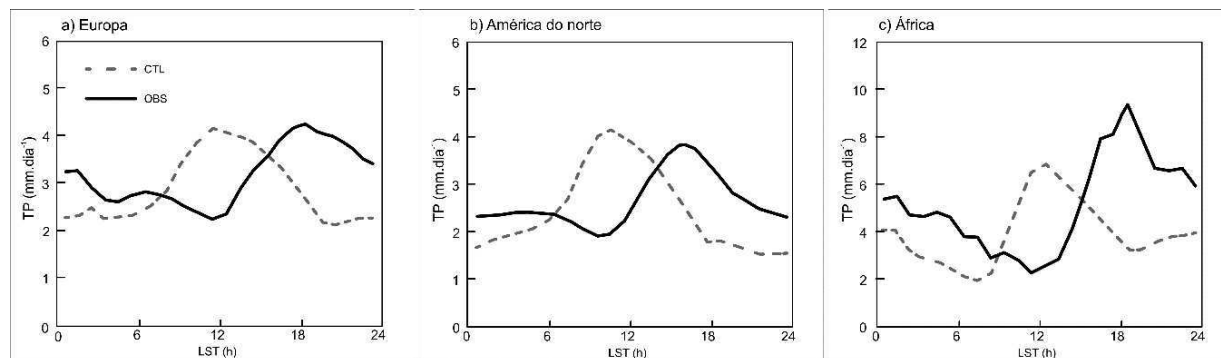
No estudo de Dai (2006), dados de precipitação de 3 em 3 horas, diários e mensais, a partir das simulações do clima do século XX com 18 dos Modelos Climáticos Globais Acoplados (MCGA) em apoio ao Quarto Relatório de Avaliação (AR4) do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change*), foram analisados e comparados com observações. As características da precipitação examinadas incluíram padrões espaciais médios, sazonais, ano a ano e relacionadas com o El Niño-Oscilação Sul (ENSO - *El Nino Southern Oscillation*), além da razão da precipitação convectiva *versus* estratiforme, da frequência e intensidade da precipitação diária para diferentes categorias de precipitação e o ciclo diurno. Os resultados forneceram uma visão sobre as deficiências comuns entre os MCGA do mundo, destacando a análise diurna sobre a terra durante o verão, que mostrou o pico da precipitação por volta do meio-dia em contraste com o observado, que ocorreu aproximadamente às 16 HL, e a mesma percepção se deu sobre os oceanos, que mostraram ciclos diurnos fracos com picos em torno de 02 HL comparados com as observações, 04-06 HL. Como conclusão, o autor mostrou que melhorias consideráveis em simulações de precipitação seriam desejáveis nos modelos climáticos acoplados.

Em Rio *et al.* (2009) foram usadas várias combinações de parametrizações de convecção na versão unidimensional do modelo LMDz (componente atmosférico de um dos modelos climáticos globais do IPCC) para obter a evolução diurna da precipitação. Na simulação que fez uso de uma abordagem clássica para a turbulência da CLA e fechamento

CAPE, a chuva começou cedo demais, com máximo por volta das 12h; e, quando ativou o modelo de pluma térmica, não alterou o tempo de início, mas atrasou a precipitação máxima em uma hora.

Betchold *et al.* (2014) fizeram uma análise minuciosa do ciclo diurno da precipitação a partir do Sistema Integrado de Previsão (IFS – *Integrated Forecasting System*) do ECMWF para a área continental da América do Norte, Europa e África comparando com dados climatológicos de precipitação TRMM para o verão de 2011 e 2012. Dentre seus resultados, como pode ser visto na Figura 5, destaca-se a simulação (CTL) *versus* o observado (OBS), em que a precipitação convectiva sobre a terra atingiu o pico em torno do meio-dia local, antecipando a precipitação em todas as áreas, tendo em vista que a precipitação máxima observada nos dados do radar TRMM ocorreu, em terras tropicais, aproximadamente no fim da tarde até o início da noite, embora houvesse fortes variações regionais presentes. Ainda segundo esses autores, o uso de um fechamento convectivo baseado num CAPE diagnóstico com uma escala de tempo para o ajuste convectivo razoavelmente curto não reproduziu o ciclo diurno observado, mesmo quando utilizaram grandes taxas de entranhamento no esquema de convecção, consistentes com dados CRM, devido ao fato de, como uma suposição, não ter sido reproduzido o não equilíbrio observado entre o forçamento da CLA e a convecção profunda.

Figura 5 – Ciclo diurno da precipitação total (média da área em  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) para a simulação (CTL – linhas tracejadas) contra as observações (OBS – linhas sólidas) para JJA de 2011 (Europa) e JJA de 2011 e 2012 para as outras áreas: (a) Alemanha ( $48^\circ - 52^\circ\text{N}$ ,  $7^\circ - 14^\circ\text{E}$ ), (b) leste dos Estados Unidos ( $30^\circ - 45^\circ\text{N}$ ,  $100^\circ - 80^\circ\text{W}$ ) e (c) região central do Sahel ( $5^\circ - 20^\circ\text{N}$ ,  $10^\circ - 30^\circ\text{E}$ ).



Fonte: Adaptada de Betchold *et al.* (2014).

Silva e Freitas (2015) mencionaram que o erro na simulação do ciclo diário de precipitação pode estar associado à deficiência nas formulações da Função de Disparo de Convecção [FDC, sequência hierárquica de decisões que determina a ocorrência espaço-temporal da atividade convectiva da Parametrização de Nuvens Cúmulos (PNC) (Kain e Fritsch, 1992)], e também, ao acúmulo de CAPE nas primeiras horas do dia devido aos processos resolvidos pelo modelo de interação solo-vegetação-atmosfera, e não necessariamente um problema da parametrização cúmulos. Nesse sentido, propuseram sete experimentos para explorar a taxa de entranhamento, cúmulos rasos, fechamento da PNC e implementação de uma FDC na parametrização convectiva de Grell e Devenyi, contida no modelo BRAMS para nove áreas na Bacia Amazônica; e, para verificar o ciclo de precipitação foi usado um conjunto de dados do período chuvoso de 1999. Em seus resultados mostraram que, apesar das melhorias implementadas, o ciclo diário do modelo BRAMS ainda permaneceu com defasagem temporal em relação às observações (máximo de precipitação às 10 HL), e todos os experimentos superestimam a precipitação do dia.

Num estudo realizado por Beranová *et al.* (2018) foram comparadas as características dos extremos de precipitação semidiários observados na República Tcheca com os simulados pelos MCR HadRM3 (*Hadley Centre Regional Model version 3*) e RCA4 (*Rosby Centre Regional Atmospheric Model version 4*) e examinaram os ciclos diurnos da precipitação horária e sua dependência na intensidade e temperatura da superfície. Os valores máximos observados da estação quente (maio a setembro) de curta duração (1, 2 e 3h) mostraram um pico diurno à tarde, que é simulado razoavelmente bem pela RCA4, embora o pico tenha acontecido cedo demais no modelo. O HadRM3 forneceu um ciclo diurno irreal com um pico noturno e um mínimo de tarde. Relações distorcidas dos ciclos diurnos de precipitação horária com a temperatura máxima diária em HadRM3 evidenciaram ainda que os mecanismos físicos subjacentes foram deturpados nesse MCR, mostrando que mudanças projetadas de extremos semidiários de precipitação em cenários de mudança climática baseados nos MCR que não resolvem a convecção precisam ser interpretados com cautela.

Cortés-Hernández *et al.* (2016) mencionam que os extremos de precipitação semidiário são de interesse social significativo e que é cada vez mais reconhecido que as precipitações extremas se intensificarão como resultados do aumento da temperatura global,

com os MCR representando uma das principais linhas de evidência sobre a provável magnitude e características espaço-temporais dessas mudanças. Ainda segundo esses autores, o uso de métricas fisicamente significativas, como ciclo diurno, sazonalidade, relação entre intensidade e temperatura, escala temporal e a estrutura espacial dos extremos de precipitação, não apenas aumentam a confiança nas simulações dos modelos, mas também fornecem um melhor diagnóstico para auxiliar na melhoria futura dos MCR.

Segundo Evans e Westra (2012) o uso do ciclo diurno como uma métrica para avaliação dos modelos está aumentando a compreensão da complexidade do próprio ciclo diurno, implicando que seria difícil para um modelo climático representar corretamente esse processo sem representar com precisão uma série de mecanismos-chave da precipitação, o que corrobora com Adams *et al.* (2015), que mostraram que um problema central do modelo climático relacionado à convecção diurna da Amazônia e à variabilidade da precipitação é a transição da convecção rasa para a profunda, que ocorre em uma escala de tempo de poucas horas.

#### 2.4 Transição da convecção rasa para a profunda nos modelos numéricos

A convecção cúmulos, do ponto de vista da modelagem, é dividida entre convecção rasa (não precipitante) e convecção profunda (precipitante). A partir da década de 1990, a compreensão da convecção tropical expandiu de bimodal (consistindo de cúmulos rasos da inversão dos alísios e cúmulos profundos) para estruturas trimodais (cúmulos rasos, cúmulos congestionados e convecção profunda) (JOHNSON *et al.*, 1999; MASUNAGA *et al.*, 2005); e a transição da convecção rasa para a profunda, conforme Souza *et al.* (2009), seria primordial para melhorar a representação do ciclo diário da convecção nos modelos numéricos.

Zhang e Klein (2010) revelaram em seu artigo, por meio da análise das pesquisas com CRM ou simulação com grandes turbilhões (LES – *Large Eddy Simulation*), vários mecanismos sobre a transição da convecção rasa para a profunda, enfocando a influência dos seguintes elementos: a umidade na atmosfera livre, que influencia o empuxo em virtude do entranhamento das nuvens cúmulos; a variabilidade do subdomínio, como as piscinas frias da CLA impulsionadas pela evaporação da precipitação, que pode promover ainda mais a

convecção nas bordas da frente de rajada; e a instabilidade atmosférica no nível da nuvem quando a transição da convecção rasa para a profunda ocorre.

Quanto às observações, Chakraborty *et al.* (2018) investigaram o pré-condicionamento da atmosfera para a ocorrência da transição rasa para a profunda durante o período de transição entre a estação seca e úmida (agosto-novembro) usando medições do DOE-ARM como parte do GoAmazon2014/5em Manacapuru, Brasil. Em comparação com as condições observadas antes da convecção rasa (2h antes), alta umidade na CLA e na atmosfera livre foi observada antes da transição da convecção rasa para a profunda. O desenvolvimento da convecção rasa estava associado com forte (fraco) e baixo (profundo) nível do CVV e uma maior concentração de núcleos de condensação de nuvens (CCN). Já a transição dependeu principalmente da umidade, especialmente da atmosfera livre (acima de 800 hPa), que aumentou a flutuabilidade da pluma. As condições que precederam a convecção profunda estavam associadas à alta umidade relativa do ar e à baixa a moderada concentração de CCN, com pouca influência do CVV. Estimativas de flutuabilidade sugeriram que a liberação de LE devido ao congelamento foi importante para o crescimento convectivo profundo sob todas as condições analisadas, consistente com potenciais caminhos para os efeitos de aerossóis, mesmo na presença de um forte entranhamento.

Visto que as partículas de aerossol influenciam a formação de nuvens, com impacto nas correntes ascendentes, devido ao número e ao tamanho das gotículas das nuvens (WENDISCH *et al.*, 2016; CECCHINI *et al.*, 2017; MACHADO *et al.*, 2018), os CCN podem desempenhar um papel diferente durante a transição de congestos para convecção profunda, como mostrado por Sheffield *et al.* (2015), usando o RAMS sob um estado de equilíbrio convectivo radiativo. Esse estudo mostrou que  $TCu$  em condições poluídas estavam associadas a maiores quantidades de água e gelo nas nuvens, reforçando uma alta velocidade da corrente de ar, diferentemente dos casos da transição da convecção rasa para a profunda, quando as concentrações de CCN reduziram a flutuabilidade convectiva. Ademais, citam que os mecanismos de impacto do aerossol incluem a chamada *convective invigoration* por meio da produção de gelo, piscinas frias e *condensate loading*.

Outro fator que potencialmente influencia o desenvolvimento da convecção tropical é a presença de nuvens congestos. Existe um interesse particular nas nuvens congestos, pois

desempenham um papel fundamental na transição da convecção rasa para a profunda (TAKAYABU *et al.*, 2010; WAITE e KHOUIDER, 2010; HOHENEGGER e STEVENS, 2013; SHEFFIELD *et al.*, 2015).

Khairoutdinov e Randall (2006) usaram superparametrização para estudar a transição de cúmulos rasos para profundos. Entre outros achados, eles encontraram uma retroalimentação positiva entre a convecção rasa e a primeira precipitação que ocorreu (após o desenvolvimento de cúmulos congestos) formando uma fonte extra de evaporação. Quando eles eliminaram a piscina fria formada por essa precipitação, a convecção permaneceu rasa, sem desenvolvimento de cúmulos profundos. Dessa forma, tem-se que a associação entre a precipitação e a dinâmica das piscinas frias parecem ser essenciais para a transição da convecção rasa para profunda simulada nesse estudo, em harmonia com o trabalho de Schlemmer e Hohenegger (2014).

Recentemente, Lee *et al.* (2019), através de simulações idealizadas com LES utilizando fluxos de calor da superfície prescritos como um padrão de “tabuleiro de xadrez”, estudaram a influência da heterogeneidade da superfície no desenvolvimento e transição de nuvens rasas para congestos e profundas. Concluíram que: todas as propriedades simuladas da nuvem mostraram um pico por volta do meio dia coincidindo com o tempo máximo dos fluxos de calor da superfície; os picos que seguem o primeiro máximo de precipitação refletem a convecção que se desenvolve sobre as piscinas fria; à tarde, todos os casos de transição têm topos de nuvens atingindo 6 km ou mais, enquanto todos os casos de não transição alcançaram de 4 a 5 km; durante a transição, a camada de nuvens foi caracterizada por uma grande variabilidade na umidade, temperatura e velocidade vertical; e, indicaram que a circulação secundária na mesoescala foi o principal fator para influenciar o transporte turbulento de umidade na CLA e a transição da convecção. Para mais, sugeriram que as nuvens que fazem a transição de congestos para profunda requerem a dinâmica da piscina fria próximo ao topo do CLA, pois em casos com um tamanho do *path* menor que 5 km, a circulação acionada efetivamente mistura toda a CLA no domínio, fazendo com que a piscina fria organizada não apareça e as nuvens permaneçam rasas.

Segundo Engerer *et al.* (2008), as piscinas frias são raramente representadas em modelos numéricos como condição inicial, sendo igualmente importantes para o

desenvolvimento e a evolução da convecção. No entanto, segundo Wu *et al.* (2009), existem outros mecanismos que contribuem para a transição antes da interação entre a piscina fria e a precipitação (como o *lapse rate* da temperatura potencial na troposfera livre e a umidade relativa), mas o desenvolvimento de piscinas frias pode sim constituir um *feedback* importante no desenvolvimento subsequente da convecção.

Khouider e Majda (2007) enfatizaram a importância da existência do aquecimento por nuvens congestos, em adição ao aquecimento por convecção profunda e aquecimento estratiforme profundo na reprodução de modos de ondas equatoriais acoplados à convecção realista. Os resultados mostraram que o aquecimento por *TCu* contribuiu substancialmente para a chuva tropical global, e é essencial reproduzir essa quantidade de chuva superficial para compreender a circulação global corretamente. Em suas simulações, esses autores utilizaram um modelo sistemático de parametrização convectiva com apenas dois modos baroclínicos verticais (um modo de aquecimento por convecção profunda e um segundo modo com aquecimento e resfriamento da baixa troposfera correspondendo respectivamente às nuvens congestos e estratiformes), destacando o papel dinâmico dos três tipos de nuvens, congestos, estratiforme e convecção profunda, e incluindo implicitamente as nuvens não precipitantes da CLA, reproduzindo qualitativamente as características da convecção tropical organizada de grande escala quase como visto em simulações de CRM. O modelo incluiu uma equação de umidade sistemática na qual a umidade da baixa troposfera aumenta por meio do detranhamento das nuvens cúmulos rasos, evaporação de chuva estratiforme e convergência de umidade, e diminui por meio da precipitação convectiva profunda e também de um gatilho não linear que favorece a convecção profunda ou congestos dependendo se a troposfera média inferior está úmida ou seca.

Waite e Khouider (2010) especificamente exploraram o papel das nuvens *TCu*. As simulações demonstraram como a remoção de vapor de água a partir dessas nuvens umedeceu a coluna atmosférica com o tempo e promoveu a transição para a convecção profunda. Todavia as simulações não incorporaram qualquer forçamento de grande escala. Hohenegger e Stevens (2013), também, contrastaram a teoria de que o umedecimento da atmosfera por *TCu* poderia promover a convecção profunda com estudos mais antigos que relacionavam a iniciação convectiva pelo forçamento de grande escala, por meio da realização de uma análise

de escala de tempo. Eles verificaram que tanto  $TCu$  quanto a subida forçada por convergência de umidade (induzida por perturbações em grande escala, ondas, circulações de mesoescala, piscinas frias etc.) umedeceram a coluna atmosférica e desestabilizaram a atmosfera, ajudando na transição para cúmulos profundos. Mas, em contrapartida, a transição de  $TCu$  para cúmulos profundos ocorreu muito rapidamente, em 2 horas na terra, e isso é muito mais rápido do que o tempo necessário (10h ou mais) para que as nuvens  $TCu$  umedeçam suficientemente a atmosfera, implicando que a convergência de umidade é mais importante do que fluxos de superfície locais para acionar a convecção profunda sobre uma determinada região, destacando, assim, a relação ambígua entre umidade, cúmulos congestos e convecção profunda.

A transição da convecção rasa para a profunda também é importante na simulação da OMJ em modelos climáticos, conforme mostrado por Del Genio *et al.* (2012), que tem sugerido que os MCG simulam mal a OMJ, porque eles não conseguem umedecer gradualmente a troposfera pela convecção rasa e simulam uma lenta transição para a convecção profunda, assim como descrito no trabalho de Cai *et al.* (2013), que também mostraram que o mecanismo de recarga-descarga da energia estática úmida é dominada pelas anomalias de umidade. Em outro estudo usando CRM, Grabowski *et al.* (2006) concluíram que mesmo os modelos que resolvem explicitamente a escala de nuvens tendem a fazer uma transição muito rápida de cúmulos rasos para cúmulos profundos.

Stratton e Stirling (2011) usaram em seu estudo um modelo de única coluna do *Met Office* para examinar o desenvolvimento do ciclo diurno da convecção tropical sobre a terra. Os resultados mostraram que uma alteração na parametrização convectiva profunda para fazer o entranhamento variar com a altura do NCL atrasou o desenvolvimento da convecção profunda, em melhor concordância com os resultados de um estudo idealizado com CRM.

Evans e Westra (2012) examinaram a capacidade do *Weather Research and Forecasting* (WRF) para simular a variabilidade da precipitação diurna em um domínio localizado no sudeste da Austrália, usando uma série de medidas do ciclo diurno. Em seus resultados mostraram que o modelo WRF reproduziu razoavelmente bem a variabilidade diurna observada, contudo essa simulação seria melhorada se a parametrização convectiva fosse mais difícil de desencadear, permitindo acúmulos de CAPE, que produziria



precipitação mais intensa, uma vez liberada. Também mostraram que o ciclo diurno do MCR foi dominado pela precipitação convectiva na escala de subgrade, com os ciclos diurnos mais fortes onde a instabilidade atmosférica, a convecção térmica e a convergência de umidade de grande escala a 700 hPa estavam em fase, porém seja pela convecção térmica que tenha as maiores correlações com a precipitação diurna.

Yano e Plant (2012) apresentaram uma teoria de um sistema idealizado consistindo apenas de convecção rasa e profunda, sem o forçamento de grande escala. A transformação foi descrita por um acoplamento explícito entre esses dois tipos de convecção: a convecção rasa umedece e resfria a atmosfera, enquanto a convecção profunda seca e aquece a atmosfera, levando à desestabilização e à estabilização, respectivamente. Por conseguinte, em seus próprios modos autônomos, a convecção rasa perpetuamente cresce, enquanto a convecção profunda simplesmente amortece: o primeiro nunca atinge o equilíbrio, e este último nunca é gerado espontaneamente. Como resultado, eles mostraram que tal acoplamento iria aliviar os problemas com a representação desses dois tipos de convecção em modelos numéricos.

No contexto das mudanças climáticas, no trabalho de Yin *et al.* (2013), as projeções dos modelos globais do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5), embora tragam melhorias com relação ao CMIP3, ainda apresentam grande variação na precipitação sobre a Amazônia, e isso sugere que alguns aspectos relacionados à dinâmica da precipitação nessa região não são bem representados por esses modelos, já que, durante a estação seca, o viés seco ainda permanece como o principal problema, enquanto, na estação chuvosa, os modelos tendem a ter desvios padrão de precipitação mais semelhantes aos das observações do que os antigos. Os resultados desse trabalho mostraram que a circulação em grande escala na maioria dos modelos é geralmente bem simulada sobre a América do Sul durante a estação seca, mas *feedbacks* positivos entre precipitação, radiação atmosférica e circulação de grande escala são prováveis responsáveis pelo viés seco na maioria dos modelos, como grandes incertezas na TSM e nos fluxos de superfície na Amazônia.

Anber *et al.* (2015) também apontaram que a representação da convecção tropical em modelos climáticos globais permanece obscura, e a maioria dos modelos climáticos modernos ainda não conseguem captar características-chave da convecção tropical. Os

principais problemas são devidos à subestimação da precipitação, um ciclo diurno incorreto da intensidade da precipitação, dentre outros, e esses problemas estão ligados à incapacidade para simular suavemente a transição da convecção rasa para a profunda. Para Silva e Freitas (2015), é possível obter avanços por meio de melhorias na formulação do algoritmo que é responsável pelo disparo da convecção, já que um de seus resultados apontam que o uso da FDC causou impactos positivos na simulação, com o retardamento da máxima precipitação, embora não exista uma solução única para melhorar o desenvolvimento da parametrização convectiva dos MCG, conforme Giangrande *et al.* (2016).

Bechtold *et al.* (2014) derivaram um novo fechamento convectivo dependente do CAPE sob a suposição de quase-equilíbrio da troposfera livre sujeita ao forçamento da CLA. Esse fechamento envolve uma escala de tempo de ajuste convectivo para a atmosfera livre e um coeficiente de acoplamento entre a atmosfera livre e a CLA baseada numa escala de tempo satisfatória sobre a terra, assumindo que a CLA se ajusta ao transporte de calor pela convecção profunda por meio das correntes ascendentes e descendentes, conjuntamente com um fechamento para a convecção rasa, que equilibra aproximadamente os fluxos de calor e umidade da CLA. Por meio desses fechamentos convectivos rasos e profundos, os autores obtiveram uma melhora acentuada da representação da convecção, a partir da comparação do IFS com um CRM de alta resolução (2,5 km) e dados de satélites. A fase do ciclo diurno sobre a terra foi deslocada em 4 a 5h, na região central do Sahel, em comparação com a simulação original, de modo que os resultados corresponderam mais às observações, embora no leste dos Estados Unidos o ciclo diurno ainda tenha antecipado o ciclo observado em até 2h. Além disso, a convecção rasa e congestos esteve presente durante a manhã e no início da tarde, respectivamente, enquanto a convecção profunda intensa apenas se estabeleceu próximo do fim do ciclo de aquecimento e umedecimento na baixa e média troposfera.

Fowler *et al.* (2016) implementaram a parametrização de convecção de Grell-Freitas (GF) no *Model for Prediction Across Scales* (MPAS), para dois domínios centrados na América do Sul, cuja resolução variou entre as escalas hidrostáticas (50 km) e não hidrostáticas (3 km). Os perfis verticais de aquecimento e secagem convectivo em escala de subgrade mostraram que o GF atuou como um esquema convectivo de convecção rasa sobre a região de alta resolução, enquanto na de baixa resolução o GF atuou como um esquema de

convecção profunda convencional. À medida que a resolução horizontal aumentou e os movimentos na escala de subgrade tornaram-se cada vez mais resolvidos, ocorreu uma transição suave diminuindo a precipitação convectiva e aumentando a precipitação em escala de grade. O ciclo diurno de precipitação exibiu um máximo primário durante o meio da tarde, encorajando, assim, o uso de malhas de resolução variável para avaliar a dependência horizontal de processos úmidos convectivos e em escala de grade.

Freitas *et al.* (2018) avaliaram uma parametrização de convecção alternativa de Grell e Freitas (2014) para o MCG GEOS (*Goddard Earth Observing System*) da NASA, por meio de simulações em escala global com a resolução horizontal variando de 50 até 6 km ao longo de várias regiões da Terra, com rodadas limitadas à previsão de 72 horas. A parametrização proposta seguiu a abordagem do fluxo de massa com vários fechamentos, para equilíbrio e não equilíbrio convectivo, incluindo funcionalidades de escala e aerossóis. O esquema foi estendido para uma distribuição de tamanho espectral trimodal das plumas convectivas permitindo simular a transição entre a convecção rasa, congestos e profunda. Os resultados centraram-se na avaliação do modelo GEOS com o esquema GF para aplicações em escala de tempo. Em escala global, a capacidade de simular realisticamente o ciclo diurno da precipitação foi verificada contra várias estimativas de precipitação intradiurnas observadas pelo TRMM. A precipitação associada à migração meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e ao deslocamento zonal da piscina quente do Pacífico foi bem captada, assim como a precipitação sobre as áreas continentais. Os resultados demonstraram que o GEOS resultou em um ganho substancial de realismo na representação do ciclo diurno da convecção sobre a terra com essa parametrização de convecção alternativa, com boa propriedade e habilidade competitiva em comparação com as observações do estado da arte e das simulações numéricas.

A partir do quinto Workshop sobre Erros Sistemáticos (WSE), organizado pelo *Environment and Climate Change Canada* (ECCC) e patrocinada pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) e pelo Programa Mundial de Pesquisa Climática (WCRP), foi possível identificar alguns erros sistemáticos e processos físicos que não são bem representados nos modelos de tempo e clima atuais. Segundo Zadra *et al.* (2018), a avaliação dos modelos revelou diferenças quando comparados às observações, e essas diferenças

podem refletir em incerteza observacional, variabilidade interna ou erros/vieses na representação dos processos físicos. Os erros registrados especificamente durante o fórum em relação à precipitação convectiva foram estes: tempo e intensidade do ciclo diurno; organização dos sistemas convectivos, intensidade e distribuição da precipitação, possuindo relação com a coluna de vapor de água integrada, TSM e velocidade vertical; microfísica de nuvens: erros relacionados à fase mista, a nuvem líquida super-resfriada e chuva quente; precipitação sobre orografia: erros na intensidade e na distribuição espacial, erros sistemáticos na representação da heterogeneidade do solo, na modelagem dos fluxos de superfície e na representação do ciclo diurno da temperatura da superfície. Apesar do consenso de que os CRM podem ajudar a eliminar erros sistemáticos nas previsões do tempo e nas previsões climáticas, os modelos que resolvem convecção ainda sofrem de vieses substanciais, mas o progresso recente visa à unificação da parametrização da CLA, convecção em terrenos complexos e parametrizações na “zona cinza” (FRASSONI *et al.*, 2018).

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Breve descrição do modelo atmosférico BRAMS

BRAMS é baseado no *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS, Walko *et al.*, 2000), originalmente desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado, nos Estados Unidos da América (CSU/USA). Essa versão brasileira foi desenvolvida com o objetivo de criar e de aprimorar novos esquemas de parametrizações e de atualizações voltadas para a região tropical e subtropical do Brasil (FREIRE *et al.*, 2015). Sua estrutura básica é descrita por Tripoli e Cotton (1982), Pielke *et al.* (1992), e está bem detalhada no trabalho de Cavalcanti (2001).

Por ser um modelo atmosférico muito robusto, desde a sua primeira versão, seu código vem sofrendo modificações que conduziram melhorias significativas (SOUZA, 1999), tornando-o uma excelente ferramenta para pesquisas meteorológicas (CAVALCANTI, 2001), conforme pode ser visto em ANEXO A – PRINCIPAIS ATUALIZAÇÕES DO BRAMS.

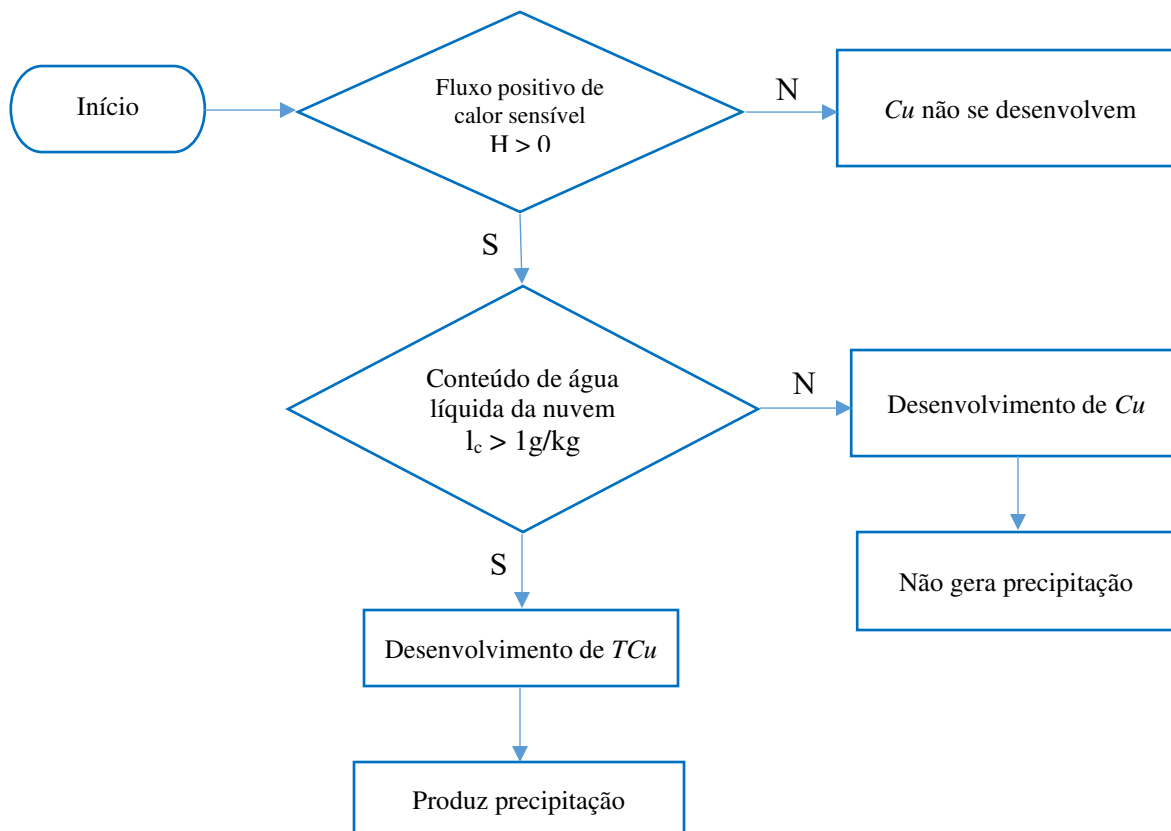
Para o desenvolvimento deste estudo, as simulações numéricas realizadas utilizaram a versão 4.2 do modelo BRAMS. Este contempla várias características e parametrizações dos processos físicos, como os de troca entre atmosfera e superfície, processos turbulentos, convectivos, radiativos e de microfísica de nuvens, que são resolvidos pelo modelo. Algumas das parametrizações presentes: radiação de onda curta e onda longa descrita por Chen e Cotton (1983); turbulência na CLP calculada segundo Mellor e Yamada (1986); microfísica de nuvens seguindo o esquema descrito por Walko *et al.* (1995); modelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 (*Land Ecosystem Atmosphere Feedback model - 3*) de acordo com Walko *et al.* (2000); esquema de convecção rasa proposto por Souza (1999) e um esquema alternativo de parametrização de cúmulos profundos de Grell e Dévényi (2002, GD) e Grell e Freitas (2014, GF), dentre outras.

### 3.2 Descrição do ajuste no código do modelo

O ajuste no código do modelo BRAMS (Versão 4.2) foi realizado a partir da parametrização de convecção rasa proposta por Souza (1999), apresentada com detalhe no APÊNDICE B. Segundo Souza e Silva (2003), este esquema possui um grande intervalo de ajuste, o que o torna apropriado para diversas aplicações.

De forma simplista, as equações prognósticas que descrevem a convecção rasa foram modificadas, de modo que este esquema passa a considerar, não mais somente a formação de cúmulos rasos (*Cu* não precipitantes), como também sua transição para cúmulos congestos (*TCu* precipitantes); ou seja, o modelo passa a ser dotado da capacidade de produzir alguma precipitação após atingir o estágio de cúmulos congestos, como um passo anterior a formação da convecção profunda, como ilustrado pelo fluxograma a seguir.

Figura 6 – Fluxograma do acionamento do esquema modificado de convecção rasa.



Fonte: Próprio autor.

Para a convecção rasa e cúmulos congestos, as tendências locais médias da área da grade para a energia estática seca ( $\bar{s}$ ) e umidade ( $\bar{q}$ ) da nuvem podem ser reescritas como segue:

$$\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right) = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} [\bar{\rho} w' (s' - Ll')] + LR$$

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}\right) = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} [\bar{\rho} w' (q' + l')] - R$$

Em que  $L$  = calor latente de condensação,  $z$  = altura geopotencial e  $\bar{\rho}$  = densidade do ar média da área da grade; enquanto que,  $s'$  = energia estática seca,  $q'$  = umidade específica do vapor d'água,  $l'$  = umidade específica da água líquida e  $w'$  = velocidade vertical, são devido as flutuações de escala convectiva. De forma que, a taxa de precipitação, representada por  $R$ , passa a permitir alguma remoção por  $TCu$ ; em oposição a sua formulação original, na qual este parâmetro não é considerado.

Uma vez determinado os perfis verticais das propriedades da nuvem, obtidos a partir das equações descritas por Albrecht *et al.* (1986), o esquema passa a ter dois parâmetros ajustáveis: a taxa de entranhamento ( $\lambda$ ) e o coeficiente de conversão de água de nuvem em chuva ( $c_o$ ).

Posto isso, o perfil vertical da umidade específica da água líquida da nuvem ( $\partial l_c / \partial z$ ), passa a considerar que, a água líquida da nuvem aumenta pela condensação de vapor e diminui tanto pelo entranhamento de ar da vizinhança como pela remoção por precipitação.

$$\frac{\partial l_c}{\partial z} = \frac{-\partial q_c}{\partial z} - \lambda(q_{vc} - \bar{q}_v) - (c_o + \lambda)l_c$$

A remoção de precipitação pela conversão de água de nuvem para água de chuva foi implementada de modo que o coeficiente  $c_o$ , na equação acima, é ativado após um certo limiar de água líquida e uma certa profundidade da nuvem serem atingidos. O valor para permitir a conversão foi de 1 g/kg e corresponde aos valores típicos encontrados na literatura para

cúmulos congestos (SCHEMENAUER *et al.*, 1980). Isso assegura que os cúmulos rasos não produzam precipitação e que isso só ocorra após a nuvem adquirir características de *TCu*.

Além da implementação desse efeito no código dos cúmulos rasos, a precipitação produzida por *TCu*, resultante da integração de *col<sub>c</sub>*, ao longo da camada de nuvem, passou a ser acumulada no vetor que gerencia a precipitação convectiva acumulada. Ao mesmo tempo que, as tendências de aquecimento e secagem em virtude dos *TCu* também foram implementadas no código do modelo, de modo que esse efeito pode ser isolado. Tanto essas tendências como tudo que é associado ao *c<sub>o</sub>*, não existiam na versão original do esquema; sendo assim, estes foram implementados no código, criando-se sub-rotinas associadas a convecção por congestos.

### 3.3 Estratégia de modelagem

#### 3.3.1 Região de estudo

A Amazônia brasileira localiza-se na região equatorial entre 5°N - 18°S e 42°W - 74°W, com uma área de aproximadamente 7 milhões de km<sup>2</sup> (SANTOS *et al.*, 2014), considerada uma das principais regiões continentais com intensa atividade convectiva no globo, com uma variabilidade interanual marcante (ANDREOLI *et al.*, 2012), associada à formação e ao desenvolvimento de sistemas climáticos, como a ZCAS, atuando ao sul, como as linhas de instabilidade ao longo da costa, a ZCIT ao norte; tal como, condições em grande escala, condições locais e fatores termodinâmicos podem interferir para a ocorrência de eventos de precipitação intensa na região (SANTOS *et al.*, 2017). Convecções organizadas e de pequena escala são responsáveis pelos eventos de chuva na região central, assim como a passagem de linhas de instabilidade e efeitos locais como atividades convectivas da brisa de rio impostas pelo Rio Negro (TANAKA *et al.*, 2014; SARAIVA *et al.*, 2016).

As complexas interações observadas na Bacia Amazônica (como os processos de formação de precipitação, ciclos diurnos, sazonais e interanuais, a organização espacial das nuvens, os mecanismos que controlam os núcleos de condensação de nuvens e as interações entre vegetação, atmosfera, CLA, nuvens e alta troposfera) estão em perfeita sincronia,



resultando em um clima de equilíbrio estável (MACHADO *et al.*, 2018), com uma variação sazonal significativa na quantidade de precipitação, aproximadamente 300 mm por mês durante a estação chuvosa e próximo de 100 mm por mês durante a estação seca, ou o equivalente a uma média de 27 trilhões de toneladas de chuva por ano (TANAKA *et al.*, 2014; MACHADO *et al.*, 2018).

Na capital do Estado do Amazonas, Manaus (03°01'07"S, 60°01'34"W e altitude de 48m, situada na parte central da Bacia Amazônica, com extensão geográfica de aproximadamente 11.402 km<sup>2</sup>), as precipitações são mais frequentes durante o período da tarde, entre 11 e 15 HL, durante o ano todo (ANGELIS *et al.*, 2004), o que também condiz com Saraiva *et al.* (2016), os quais, com base em 5 anos de dados de radares meteorológicos sobre a Bacia Amazônica, obtiveram que, na área de cobertura do radar de Manaus, eventos de precipitação oriundos de nuvens convectivas são observados nas estações chuvosa (fevereiro a maio) e de transição seco-chuvoso (dezembro-janeiro); entretanto, os sistemas são mais desenvolvidos verticalmente e com maior volume de chuva na estação seca (julho a setembro), ocasionados, principalmente, da ocorrência de nuvens estratiformes.

A área de estudo, representativa da Bacia Amazônica Central, pode ser vista na Figura 7, com as análises dos dados observados com as simulações abrangendo a área do radar meteorológico localizado na cidade de Manaus.

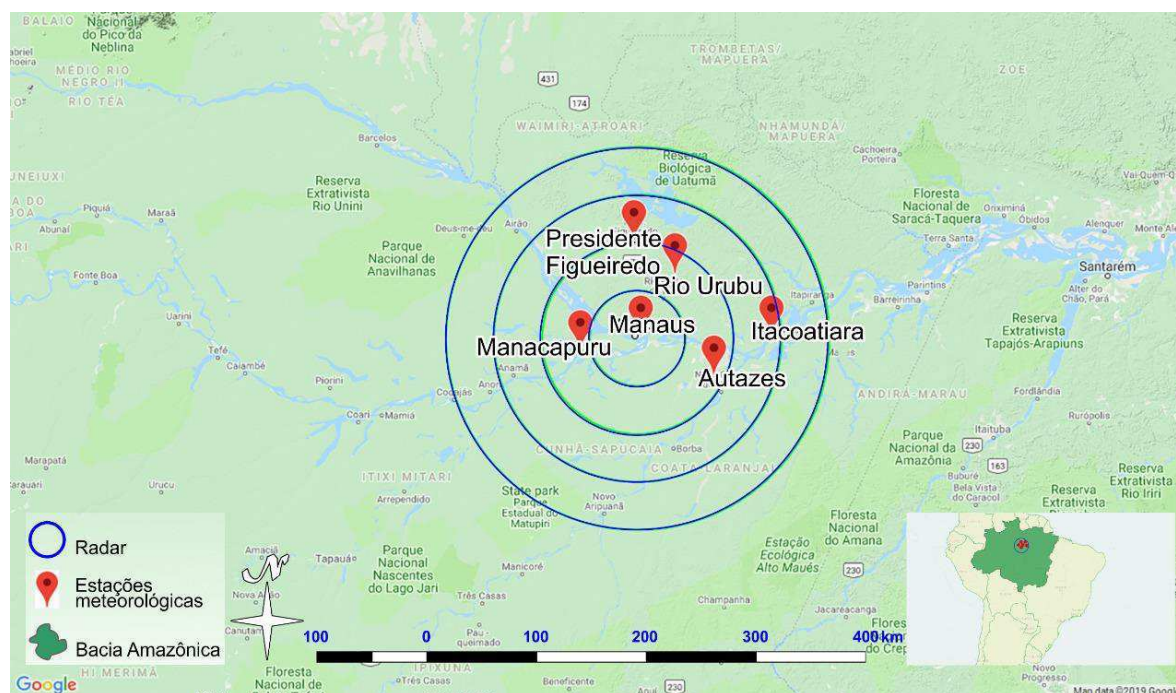
### 3.3.2 Dados para avaliação do modelo

Dados de precipitação foram obtidos da banda S do radar Doppler operado pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) de Manaus-AM, localizado na base aérea de Ponta Pelada (centrado em 3°8'56"S e 59°59'29"W e altitude de 102,4 metros, com raio de ~ 130 km - Figura 7), durante o experimento *Green Ocean Amazon 2014/15* (GoAmazon 2014/15). Esse experimento ocorreu durante as estações úmida (janeiro a março de 2014/2015) e seca (agosto a outubro de 2014/2015), e foi concebido para estudar os aerossóis e entender como os fluxos de superfície influenciam os ciclos de formação da nuvem e seu tempo de vida, incluindo interações nuvem-aerossol-precipitação em uma megacidade

tropical como Manaus. Maiores informações sobre dados e filtros aplicados podem ser encontradas em Machado *et al.*, 2018.

Ressalva-se que, neste trabalho, foi utilizado apenas a taxa de precipitação (RR – *Rain Rate*), integrado para 1 hora ( $\text{mm.h}^{-1}$ ), do mês de janeiro de 2014, no qual constaram de dados contínuos de precipitação para a área do radar. Como bem dito por Santos e Silva *et al.* (2012), a limitação de dados observados na Bacia Amazônica é uma das grandes dificuldades em estudos que procuram avaliar a eficácia de modelos sobre esta região.

Figura 7 – Área selecionada para o estudo representativo ao raio de alcance do radar meteorológico do SIPAM, localizado em Manaus - Amazonas - Brasil, destacando, também, a localização das seis estações meteorológicas automáticas do INMET.



Fonte: Adaptação do Google Maps a partir do <http://sosamazonia.sipam.gov.br/sosmanaus/>.

Utilizaram-se ainda dados observados de precipitação horária obtidos de seis estações meteorológicas automáticas em operação, pertencentes à rede de estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizadas dentro da área de domínio do radar: Manaus, Presidente Figueiredo, Rio Urubu, Manacapuru, Autazes e Itacoatiara. A

localização geográfica das estações, suas coordenadas e o período de coleta de dados são apresentados na Figura 7 e Tabela 2.

Tabela 2 – Municípios, identificação das estações, coordenadas geográficas e período dos dados meteorológicos das estações automáticas pertencentes ao INMET no Estado do Amazonas.

Estação	Código OMM	Coordenadas Geográficas			Período
		Latitude	Longitude	Altitude	
Manaus-A101	81730	3,13°S	59,95°W	49 metros	Janeiro de 2014
Presidente Figueiredo-A126	81699	2,06°S	60,03°W	61 metros	
Manacapuru-A119	81729	3,29°S	60,63°W	37 metros	
Rio Urubu-A125	81700	2,43°S	59,56°W	113 metros	
Autazes-A120	81732	3,58°S	59,13°W	20 metros	
Itacoatiara-A121	81733	3,13°S	58,48°W	42 metros	

Fonte: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/estacoesAutomaticas>.

### 3.3.3 Análise de sensibilidade

Com o intuito de encontrar a melhor configuração, em termos de parametrizações físicas que compõem a condição de contorno do modelo BRAMS, foram feitos testes de sensibilidade para verificar como estas afetam a precipitação convectiva, para sim, posterior modelagem com o ajuste no esquema de convecção rasa, principalmente quanto a de isolar o efeito da parametrização de convecção; já que, o efeito da microfísica de nuvens combinada ao tipo de parametrização de radiação, predominou e interferiu na quantidade da precipitação, interagindo assim com os fluxos de superfície e subestimando os mesmos, assim como a resposta do modelo para cada mudança nas parametrizações.

Uma vez definida as parametrizações (mostradas no próximo tópico), foram realizados mais testes de sensibilidade, visto que a taxa de entranhamento ( $\lambda$ ) é da ordem de  $10^{-4} \text{ m}^{-1}$  e o coeficiente de conversão de água de nuvem em chuva ( $c_0$ ) varia entre  $10^{-3}$  e

$10^{-4} \text{ m}^{-1}$ ; e, a profundidade que as nuvens cúmulos rasos e congestos atingem são muito sensíveis a estes parâmetros (ALBRECHT *et al.*, 1986). Nesse caso, o valor adotado neste trabalho foi de  $\lambda = 10^{-6} \text{ m}^{-1}$  aumentando uma ordem de magnitude a cada 700 m, como descrito nos trabalhos de Souza (1999) e Souza e Silva (2003); para além de estabelecidos valores de  $c_0 = 10^{-4} \text{ m}^{-1}$  e  $c_0 = 4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ , que delinearão os experimentos finais, conforme será mostrado mais adiante.

### 3.3.4 Inicialização do modelo

As condições iniciais das variáveis atmosféricas prognósticas de grande escala usadas para integrar o BRAMS foram obtidas do ERA5, última reanálise atmosférica do clima global produzida pelo ECMWF [*Copernicus Climate Change Service (C3S)*, 2017], que fornece dados horários de um grande número de parâmetros atmosféricos, terrestres e oceânicos. Esse conjunto de dados está disponível no *Climate Data Store* (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>) em grade regular, com resolução espacial de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  cobrindo o globo, tanto em superfície quanto nos níveis do modelo desde 1979 até o presente. Os dados baixados do ERA5 correspondem à componente zonal e meridional do vento, temperatura, umidade relativa e altura geopotencial para quatro horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC) e 17 níveis na vertical (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa), selecionados para o mesmo período, que compreendem de 03 a 20 de janeiro de 2014.

Como condições de contorno na superfície foram utilizadas: topografia, do conjunto de dados global do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) de 1km de resolução; vegetação (uso do solo), atualizado e reformatado, do produto MCD12Q1 Versão 6 do MODIS com resolução espacial de 500 m (FRIEDL e SULLA-MENASHE, 2019) no ano de 2013, espacializado em blocos (mosaicos) de 5x5 graus; NDVI (Índice de Vegetação da Diferença Normalizada), derivado do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), cujos dados são processados pelo *Terrestrial Biophysics and Remote Sensing Lab* (<http://tbrs.arizona.edu/cdrom/Index.html>); textura do solo (tipo de solo), proveniente da base de dados global da Organização das Nações Unidas para Agricultura e

Alimentação (FAO) e para o território brasileiro, atualizado pelo INPE; dados diários de estimativas de umidade do solo (GEVAERD e FREITAS, 2006), obtidos do produto GPNR que usa precipitação do programa TRMM (<http://trmm.gsfc.nasa.gov>), disponível diariamente para 00Z e 12Z com resolução de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ; e TSM global semanal, com resolução de  $1^\circ$  (REYNOLDS *et al.*, 2002); todos esses dados estão disponíveis no *site* do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC/INPE (<http://ftp.cptec.inpe.br/brams/data-brams/>).

Para todas as simulações, as rodadas foram configuradas para uma atmosfera heterogênea e não hidrostática com espaçamento de grade de 20 km, centrada na latitude de  $3^\circ\text{S}$  e na longitude de  $60,5^\circ\text{W}$ , e o domínio centraliza a Região Norte do Brasil alcançando parte do Oceano Atlântico (Figura 9a), levando-se em conta que é ideal que o domínio seja suficientemente grande para que o modelo possa desenvolver sua própria circulação regional (FREIRE *et al.*, 2015).

O tempo de integração compreendeu 270 horas com frequência de saída a cada hora, a partir de 04 até 19 de janeiro de 2014, começando à 00 UTC. Desprezou-se as primeiras 4 horas, consideradas como de *spin-up* (tempo de equilíbrio necessário para o modelo). A integração numérica foi feita a cada passo de tempo de 20 segundos, com assimilação da reanálise do ERA5 a cada 6 horas. A relaxação (*nudging* em Inglês, definida como o forçamento do modelo em direção à grande escala, de forma que o forçamento será maior quanto menor for o tempo de relaxação) foi aplicada no domínio com uma frequência de 1800s (30 minutos) nos 5 pontos para a fronteira lateral usando o Esquema de Klemp e Wilhelmsom (1978); enquanto que, no centro foi de 43200s (12 horas) e no topo foi de 21600s (6 horas).

Na vertical foram adotados 45 níveis atmosféricos, com espaçamento inicial de 18m e uma amplificação por um fator de 1,2 até a altura de 1000 m, mantendo-se depois constante. Quanto à saída, as variáveis foram geradas para 24 níveis de pressão (1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100 hPa). A tabela 3 apresenta mais detalhes sobre os parâmetros de configuração do modelo BRAMS utilizados nas simulações deste estudo.

Tabela 3 – Principais parâmetros utilizados nas simulações BRAMS (RAMSIN resumido).

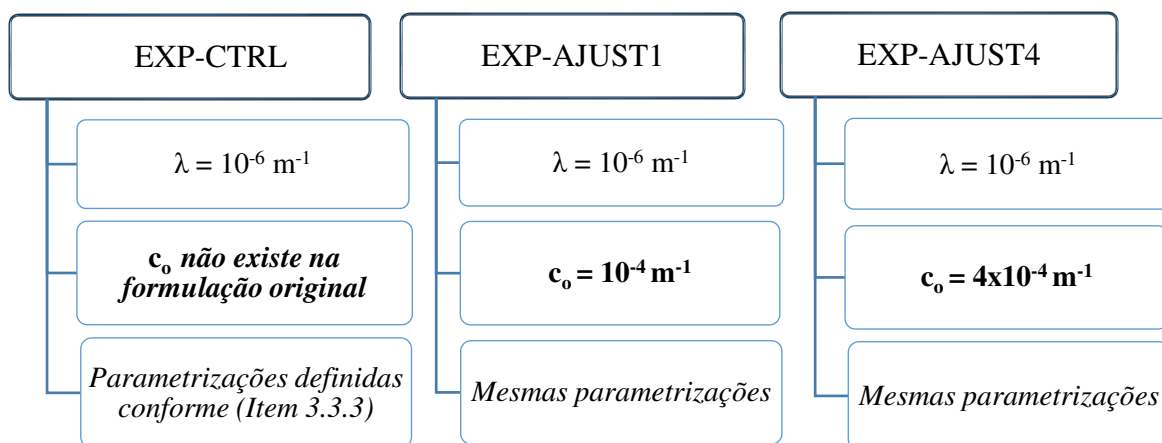
Número de grades	1
Número de pontos em x	170
Número de pontos em y	160
Número de pontos em z	45
Número de camadas de solo	9
Espaçamento de grade em x e y	20km
Passo temporal (CFL)	20s
Coordenadas do ponto central da grade	3.0°S e 60.5°S
Esquema de topografia	Orografia Silhueta
Modelo de transporte químico atmosférico 3D	Desativado
Parametrização para superfície urbana TEB	Desativado
Parametrização de superfície	LEAF-3
Parametrização de radiação de onda curta e onda longa	Chen (CHEN e COTTON, 1983)
Parametrização de convecção profunda	Grell (GRELL e DÉVÉNYI, 2002)
Tipo de fechamento	Ensemble (todos)
Parametrização de convecção rasa	Souza (1999), com frequência de atualização a cada 1200s
Parametrização de difusão turbulência	Mellor e Yamada (1982)
Parametrização de microfísica	Nível de complexidade 2, remoção de supersaturação

Fonte: Próprio autor.

### 3.3.5 Descrição dos experimentos

A fim de atingir os objetivos propostos foram realizados três experimentos: no experimento controle (EXP-CTRL), o modelo foi inicializado com a parametrização de convecção rasa original acionada, como descrita no APÊNDICE B, imediatamente antes da convecção profunda; no segundo e terceiro experimentos, o modelo foi integrado para as mesmas condições que o EXP-CTRL, porém com o devido ajuste realizado no código do modelo (descrito no item 3.2), variando apenas o valor de  $c_0$ ; para  $c_0 = 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ , o experimento foi denominado de EXP-AJUST1 e para  $c_0 = 4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$  de EXP-AJUST4, de maneira que o modelo passa a considerar a existência da fase congestos entre a convecção rasa e a profunda, processo não presente nos atuais MCR. O desenho experimental é mostrado na Figura 8.

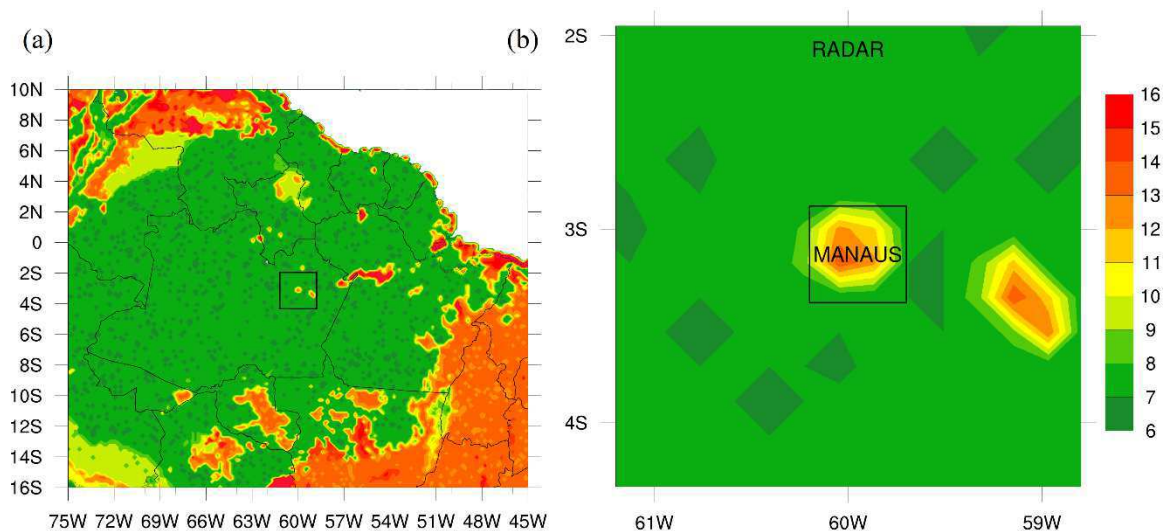
Figura 8 – Esquema descritivo dos experimentos realizados.



Fonte: Próprio autor.

No domínio da região de estudo, a análise quanto ao impacto deste ajuste no ciclo diário médio da precipitação convectiva foi realizada para a área de domínio do radar SIPAM (Figura 9b); e, para corresponder à representação geográfica dos dados das estações do INMET (Figura 7), quanto para facilitar a análise do ajuste no ciclo diário médio das variáveis termodinâmica, estas foram realizadas para uma área de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  (uma caixa de  $\sim 55,5 \text{ km}$ ) centralizada a partir da estação INMET de Manaus, que também pode ser visualizada na Figura 9b. Salienta-se que os resultados e discussões deste trabalho foram feitos apenas para essa estação, já que numa prévia comparação (não mostrada aqui) ambas as estações obtiveram resultados semelhantes e para não ficar repetitivo optou-se por esta estação dado, também, sua localização central.

Figura 9 – (a) Domínio das simulações rodadas com o modelo BRAMS para este estudo, ressaltando o mapa do tipo de vegetação, onde áreas de florestas são identificadas pelo número 7 e áreas desmatadas pelo número 13. (b) Zoom da área de estudo correspondente a área de cobertura do radar SIPAM e da área centralizada a partir da estação INMET de Manaus – AM.



Fonte: Próprio autor.

### 3.3.6 Avaliação do modelo

A avaliação do modelo numérico foi realizada a partir da comparação entre a precipitação observada (descrita no item 3.3.2) e a precipitação prevista pelo modelo BRAMS (descrita no item anterior), por meio de indicadores estatísticos de destreza, a fim de analisar se o modelo foi capaz de reproduzir as características que as observações apresentaram, ou seja, a qualidade da simulação, principalmente quanto a representação do padrão do ciclo diário da precipitação observada. Enquanto que, a análise do impacto do ajuste no ciclo diário médio dos perfis verticais da atmosfera é subjetiva.

Em Wilks (2006), a verificação da simulação constitui um método que envolve medidas de relação entre as previsões e as observações correspondentes dos preditores. Para isso, foram aplicados os seguintes métodos estáticos descritos por esse autor:

- *Boxplot*: Uma ferramenta gráfica, introduzida por Tukey (1977), que apresenta um esboço rápido da distribuição empírica dos dados através de cinco estatísticas: mínimo, primeiro quartil (Q1), mediana, terceiro quartil (Q3) e máximo. Uma



utilidade importante é na comparação gráfica de dois ou mais grupos, para além de informações sobre algumas características do conjunto de dados, como localização, dispersão, assimetria, comprimento da cauda e *outliers* (medidas discrepantes).

- Raiz do Erro Quadrático Médio: RMSE, em inglês *Root Mean Square Error*, descrita como uma das melhores medidas gerais de desempenho de modelos. Este método tem como resultado a mesma unidade do dado utilizado, neste caso, o resultado será em  $\text{mm.h}^{-1}$ . Quanto menor o valor, maior será a semelhança entre as séries, com valor sempre positivo (SANTOS, 2018).
- Viés: Ou *bias*, como encontrado frequentemente na literatura, é uma metodologia estatística utilizada para expressar a tendenciosidade no prognóstico de determinada variável. Este método tem como resultado também a mesma unidade do dado utilizado. Valores positivos (negativos) indicam superestimativa (subestimativa) e quanto mais próximo de zero, menor será o erro (SANTOS, 2018).
- Coeficiente de correlação ( $r$ ): é uma medida da intensidade ou grau de associação entre duas variáveis analisadas, neste caso, a chuva simulada e a observada; não sendo sensível ao viés que, eventualmente, podem estar presentes nas simulações. Aplicado na forma de correlação espacial, este correlaciona todos os pontos de grade para cada tempo das duas variáveis e tem como resultado uma série temporal da correlação entre elas. Enquanto que, a correlação temporal, correlaciona cada ponto de grade para todos os tempos das duas variáveis e tem como resultado um arquivo espacial da correlação com apenas um tempo (SANTOS, 2018).

Para todas as conversões e cálculos, utilizou-se o *Climate Data Operators* (CDO), uma ferramenta útil para processar dados meteorológicos via comandos estatísticos e aritméticos (SANTOS, 2018). Assim como, os cálculos e análises estatísticas foram obtidas tanto por meio do próprio CDO quanto do *software* livre R (<https://www.r-project.org/>). As fórmulas para o cálculo de todos os índices são encontradas na Tabela 4.

Tabela 4 – Coeficientes e índices utilizados no estudo, com suas respectivas formulações matemáticas e valores ideais.

Índice	Fórmula	Valor Ideal
RMSE	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{n}}$	0
Viés	$bias = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})}{n}}$	0
r	$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(S_i - \bar{S}) - (O_i - \bar{O})]}{n \cdot \sigma_S \cdot \sigma_O}$	1

$S_i$  e  $O_i$  são as variáveis simuladas e observadas;  $\bar{S}$  e  $\bar{O}$  são as médias; n é o número de observações.

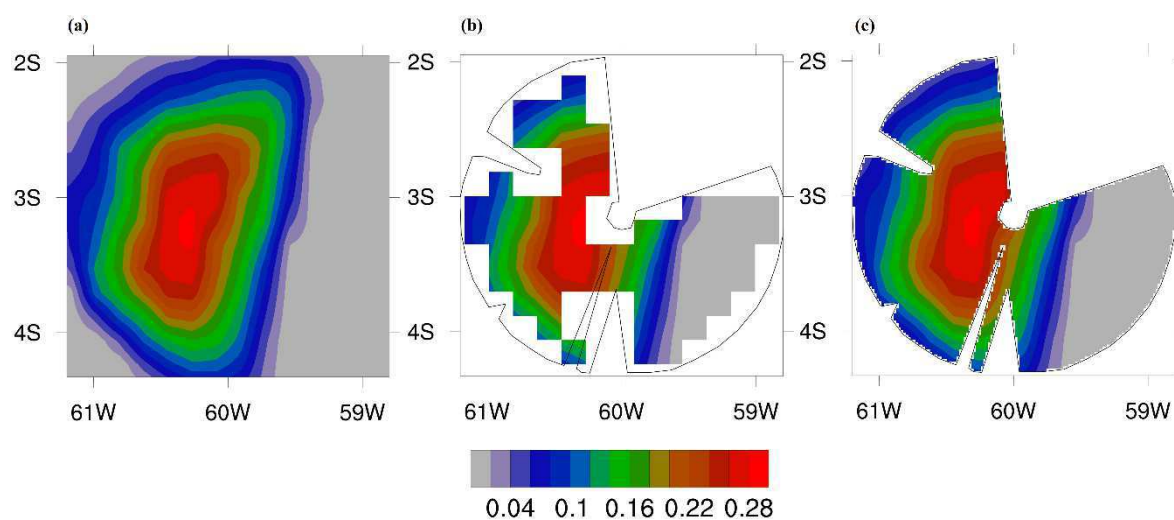
Fonte: Próprio autor.

Como as variáveis de saída resultantes das simulações do BRAMS estão apresentadas no formato binário foram, inicialmente, convertidas para o formato NetCDF para facilitar a manipulação destes dados, assim como foram tratadas para dispor das mesmas características dos dados observados para eventual comparação, principalmente para a área espacial do radar, como apresentada na Figura 10, na qual usou-se *shapefile* para mascarar os dados, interpolando-os, posteriormente, para a resolução do dado do radar, que possui espaçamento horizontal de ~ 2 km, e a extração da série temporal para a área equivalente. Verifica-se na Figura 10b, que ~1/4 da área do radar não apresentou valores de RR, retirados devido falhas no feixe do radar, quando valores de refletividade continham qualidade inferior a 10% (MACHADO *et al.*, 2018). Ao passo que, no cômputo do valor horário, a precipitação

acumulada (mm) resultante da saída do modelo foi transformada em taxa de precipitação ( $\text{mm.h}^{-1}$ ).

As figuras foram feitas a partir do *software* gráfico *NCAR Command Language* (NCL), como consequência da média espacial para as áreas de estudo já mencionadas (Figura 9), e média temporal para o período de 9 dias (04 a 12 de janeiro de 2014), tanto para o ciclo diário médio da precipitação como para os ciclos diários médios dos campos verticais.

Figura 10 – (a) Precipitação, em  $\text{mm.h}^{-1}$ , prevista pelo modelo BRAMS com resolução espacial de 20 km, selecionada para o domínio de abrangência do radar SIPAM. (b) Variável mascarada para a área de cobertura do radar com o uso de *shapefile*. (c) Interpolação da variável para a mesma resolução espacial de 2 km do radar.



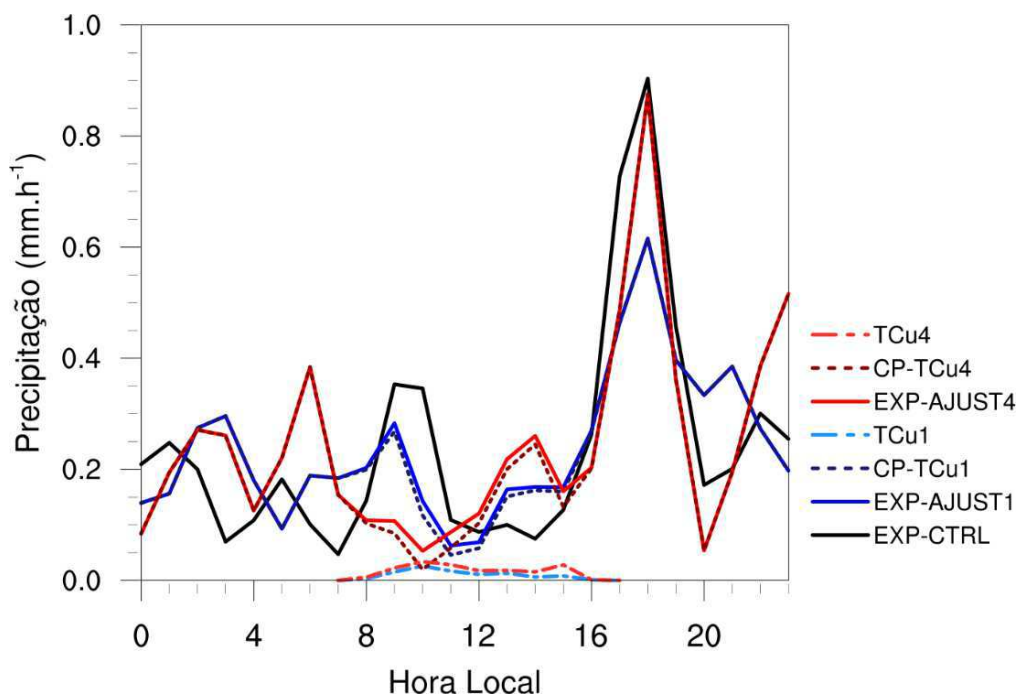
Fonte: Próprio autor.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Impactos do ajuste no ciclo diário dos perfis verticais médios

Neste tópico, primeiramente, analisa-se o ciclo diário médio da precipitação e dos fluxos de calor simulados pelo modelo BRAMS, para posterior análise do ciclo diário das tendências (diferença entre o experimento ajustado e controle) dos perfis médios de aquecimento e secagem para a convecção rasa, convecção devido aos cúmulos congestos e convecção profunda, afim de se averiguar se houve diferenças no perfil termodinâmico da baixa atmosfera devido à realização do novo ajuste no código do modelo, principalmente quanto ao seu efeito na convecção profunda. Em seguida, é analisado o impacto líquido do ajuste nos campos médios da temperatura potencial e da razão de mistura para os experimentos realizados.

Figura 11 – Ciclo diário médio da convecção simulada pelo modelo BRAMS. A precipitação total resultante de cada experimento é representada por EXP-CTRL, EXP-JUST1 e EXP-AJUST4, a precipitação por *TCu* resultante dos experimentos ajustados é representada por TCu1 e TCu4; enquanto, a precipitação devido a convecção profunda é vista pela diferença entre estes, que é representado por CP-TCu1 e CP-TCu4.



A Figura 11 enfatiza a convecção prevista pelo modelo e a diferença entre os experimentos devido o ajuste no código do modelo BRAMS (descrito no item 3.2). Com foco no ciclo diurno, tendo em vista que ambos os experimentos simularam picos de precipitação durante a madrugada e início da manhã, verifica-se nesta figura que há diferenças na evolução da precipitação média a partir das 07 HL, principalmente no horário que ocorre a precipitação devido os  $TCu$ . É visível a diminuição da precipitação do experimento ajustado mais forte (EXP-AJUST4) entre 08 e 12 HL em contraste ao EXP-CTRL, atingindo o mínimo valor da convecção profunda às 10 HL, horário que ocorre o máximo da precipitação devido os  $TCu$  neste experimento. Observa-se a tendência do modelo, em sua forma original (EXP-CTRL), de gerar precipitação logo após o amanhecer do dia, quando não se é observado precipitação para os mesmos horários da manhã ao meio-dia (na média), ainda que seja para um caso específico, o que corrobora com os estudos de Bechtold *et al.* (2014), Anber *et al.* (2015), Silva e Freitas (2015), Beranová *et al.* (2018), dentre outros.

No experimento ajustado mais fraco (EXP-AJUST1), este também diminuiu a precipitação da manhã, entre 9 e 12 HL, comparado ao EXP-CTRL, mas não tanto como no EXP-AJUST4, o que pode estar associado ao valor mais fraco do coeficiente de conversão da chuva  $C_o$ ; depois, um máximo ocorre no final da tarde por volta das 18 HL, sendo mais intenso no EXP-AJUST4 do que no EXP-AJUST1, mas igualado ao EXP-CTRL, e essa diferença na intensidade é devido a precipitação dos  $TCu$  ter sido mais ativa no EXP-AJUST4 do que no EXP-AJUST1, acumulando, ao final, na convecção profunda (diferença visualizada nas curvas denominados CP-TCu1 e CP-TCu4).

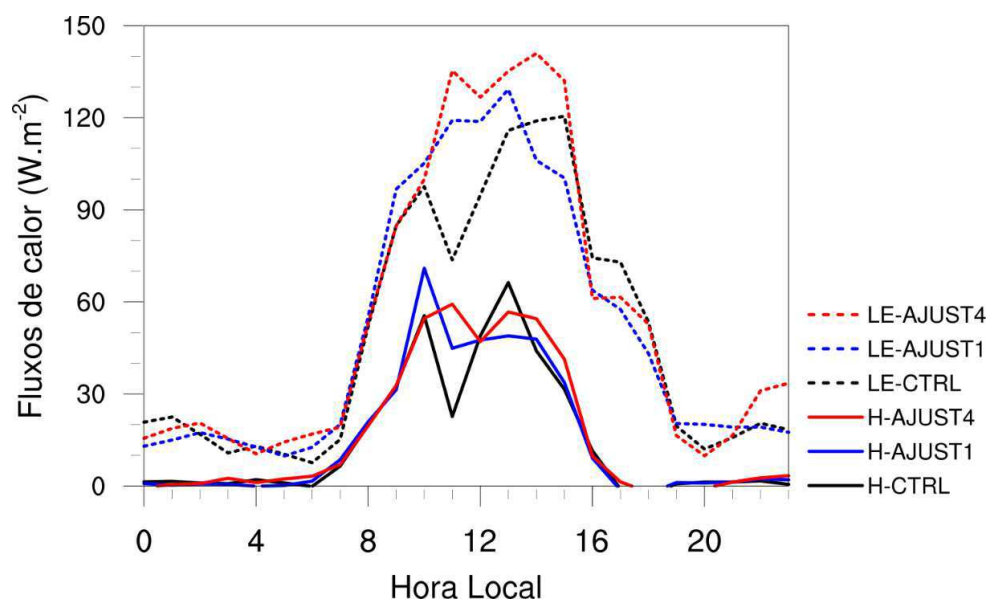
Na Figura 12 analisam-se os fluxos de calor sensível (H) e de calor latente (LE) para ambos os experimentos. Nas primeiras horas da manhã até por volta das 09 HL, é observado um aumento gradual dos fluxos de calor à superfície em ambos os experimentos. A partir deste horário, observa-se um aumento mais acentuado destes fluxos, principalmente no EXP-AJUST1 do que para os demais. Às 10 HL, observa-se que os experimentos EXP-CTRL e EXP-AJUST1 atingem o pico máximo de H ( $\sim 50 \text{ W.m}^{-2}$  e  $\sim 70 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente), para em seguida uma redução no seu valor, atingindo um mínimo às 11 HL ( $\sim 20 \text{ W.m}^{-2}$  para o EXP-CTRL e  $\sim 45 \text{ W.m}^{-2}$  para o EXP-AJUST1), que pode ser explicado pelo resfriamento que ocorreu na troposfera inferior pela ocorrência da precipitação neste horário (Figura 11),

enquanto que vê-se ao contrário no EXP-AJUST4, um máximo valor de H ( $\sim 60 \text{ W.m}^{-2}$ ) ocorrendo neste horário, seguido de seu mínimo de  $\sim 50 \text{ W.m}^{-2}$  na hora seguinte (12 HL), após o máximo de precipitação por cúmulos congestos, conforme observado na Figura 11, e volta a aumentar até 13 HL, mantendo-se praticamente constante até por volta das 14 HL; assim como para o EXP-AJUST1, que a partir de seu valor mínimo às 11 HL se mantém constante ao longo da tarde até diminuir às 13 HL; ao contrário do H do EXP-CTRL, que aumenta atingindo seu máximo diário às 13 HL ( $\sim 65 \text{ W.m}^{-2}$ ), e decaindo a partir deste horário até o final da tarde, como os demais experimentos.

Ao mesmo tempo, o fluxo de calor latente dos experimentos com ajuste apresenta padrão oposto ao EXP-CTRL, apesar de se observar um aumento acentuado para ambos até 10 HL. Observa-se que, no experimento controle, LE alcança o valor máximo de  $100 \text{ W.m}^{-2}$  e mínimo de  $75 \text{ W.m}^{-2}$  nos mesmos horários observados de H (10 e 11 HL, respectivamente), enquanto que, para EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 há um crescente aumento a partir deste horário, com máximos valores de LE de  $\sim 120$  e  $135 \text{ W.m}^{-2}$  no horário que ocorre os mínimos valores dos fluxos de calor para o EXP-CTRL (11 HL), seguido de um leve decréscimo às 12 HL. Após os mínimos, observa-se que H em ambos os experimentos retorna a aumentar até 13 HL, com o máximo valor para o EXP-AJUST1 ( $\sim 130 \text{ W.m}^{-2}$ ) ocorrendo neste mesmo horário, ao passo que nos experimentos EXP-AJUST4 e EXP-CTRL ocorrem, respectivamente, às 14 e 15 HL, passando a decrescer gradativamente nos horários seguintes.

De forma geral, observa-se na Figura 12, que o ciclo diário dos fluxos à superfície foi bastante sensível ao ajuste realizado no código do modelo, com o aumento pronunciado destes fluxos de H e LE principalmente pela manhã quando comparado ao EXP-CTRL, período no qual ocorre a atividade máxima dos cúmulos congestos. A partir do meio-dia, percebe-se o inverso no H, ocorrendo uma diminuição deste nos experimentos ajustados, com o máximo visto no experimento controle; contudo, LE tende a se tornar mais intenso no período da tarde do que o observado no EXP-CTRL. Percebe-se, com isso, a sensibilidade dos fluxos de calor à superfície devido a interação com a precipitação por cúmulos congestos.

Figura 12 - Ciclo diário médio dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) simulados nos experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4.



A Figura 13 mostra, respectivamente, o ciclo diário médio das taxas de aquecimento e secagem por cúmulos rasos na camada entre a superfície e 500 hPa para o experimento EXP-CTRL. Na Figura 13a, observa-se que após o nascer do sol, por volta das 07 HL, a convecção rasa se desenvolve devido a presença de regiões de aquecimento próximo à superfície (entre os níveis de 1000 e 850 hPa) e regiões de resfriamento ocorrem na camada acima entre 850 e 700 hPa, perdurando até às 16 HL com a altura das nuvens cúmulos abaixo de 4 km. Os valores máximos de aquecimento ocorrem em torno de 1 km e os mínimos um pouco acima de 2 km de altura, e são da ordem de  $0,15 \text{ K.h}^{-1}$  e  $-0,175 \text{ K.h}^{-1}$  entre 09 e 10 HL. Nota-se, também, que a partir das 11 HL há uma gradual diminuição da camada de aquecimento e resfriamento com a elevação da altura, com a redução para uma ordem de magnitude de  $0,1 \text{ K.h}^{-1}$  e  $-0,125 \text{ K.h}^{-1}$  por volta das 13 HL. Já na Figura 13b, a taxa de secagem indica que há uma simetria, em sinal, em relação às taxas de aquecimento e resfriamento. Isso se explica devido ao fato de que regiões de aquecimento correspondem a regiões de secagem em torno da base das nuvens e regiões de resfriamento a regiões de umedecimento na parte superior das nuvens. Os valores mínimos (negativos) são da ordem de  $0,175 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  e os máximos (positivos) da ordem de  $0,15 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ . Condizente com a

região de aquecimento (Figura 13a), observa-se nesta figura uma segunda região de secagem e umedecimento de menor magnitude para os mesmos horários.

Os perfis de aquecimento e secagem da atmosfera devido à convecção dos cúmulos congestos são mostrados nas Figuras 14 e 15 para os experimentos EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4, respectivamente. Verifica-se que, assim como na convecção rasa do EXP-CTRL mostrada acima, a presença dos *TCu* ocorre por volta das 07:30 HL se estendendo até às 16 HL na simulação mais fraca EXP-AJUST1 (Figura 14a) e na simulação mais forte EXP-AJUST4 (Figura 15a); em ambos, os *TCu* atuam entre os níveis de 850 e 700 hPa, com os máximos e mínimos valores das taxas de aquecimento e secagem em aproximadamente 2 km de altura às 10 HL. No experimento ajustado mais forte a atividade convectiva é mais intensa quando a taxa de aquecimento alcança o máximo de  $0,3 \text{ K.h}^{-1}$  ( $\sim 7,2 \text{ K.dia}^{-1}$ ), enquanto o valor máximo para o experimento mais fraco é de  $0,18 \text{ K.h}^{-1}$  ( $\sim 5,28 \text{ K.dia}^{-1}$ ), ambos pela manhã, contudo observa-se outras duas regiões de aquecimento no EXP-AJUST1 às 13 HL ( $0,1 \text{ K.h}^{-1}$ ) e 15 HL ( $0,06 \text{ K.h}^{-1}$ ), apesar de mais enfraquecidos, enquanto no EXP-AJUST4 percebe-se que a atividade convectiva dos congestos se estende até às 14 HL, com outro máximo, também, às 15 HL diminuindo para  $0,2 \text{ K.h}^{-1}$ , condizente com o observado na Figura 11. A atividade convectiva devido os *TCu* causam uma secagem máxima em ambos os experimentos, sendo mais forte e extensa no EXP-AJUST4, que apresenta duas regiões de secagem, comparada ao EXP-AJUST1 que tem seu valor máximo apenas pela manhã, como mostrado nas Figuras 14b e 15b. No experimento EXP-AJUST4 a secagem é de até  $-0,12 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  ( $\sim 2,88 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$ ), e de  $-0,08 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  ( $\sim 1,92 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$ ) para o experimento EXP-AJUST1, com este apresentando atividade convectiva mais fraca antes da convecção profunda, como pode ser visualizado na Figura 11 em comparação ao experimento mais forte, o que corrobora com a diferença de intensidade da precipitação convectiva final entre os experimentos.

Uma vez analisada a atividade convectiva dos *TCu*, as Figuras 16 e 17 referem-se as tendências dos perfis de aquecimento e secagem da convecção rasa entre os experimentos EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 com o EXP-CTRL, significando que regiões nas quais aparecem valores positivos o experimento ajustado é maior e vice-versa.



Figura 13 – Ciclo diário médio do perfil vertical (a) da taxa de aquecimento [ $\text{K}\cdot\text{h}^{-1}$ ] e (b) da taxa de secagem [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ ] da convecção rasa para o experimento EXP-CTRL. Linhas sólidas preenchidas em azul referem-se aos valores positivos, enquanto os tracejados em vermelho aos valores negativos.

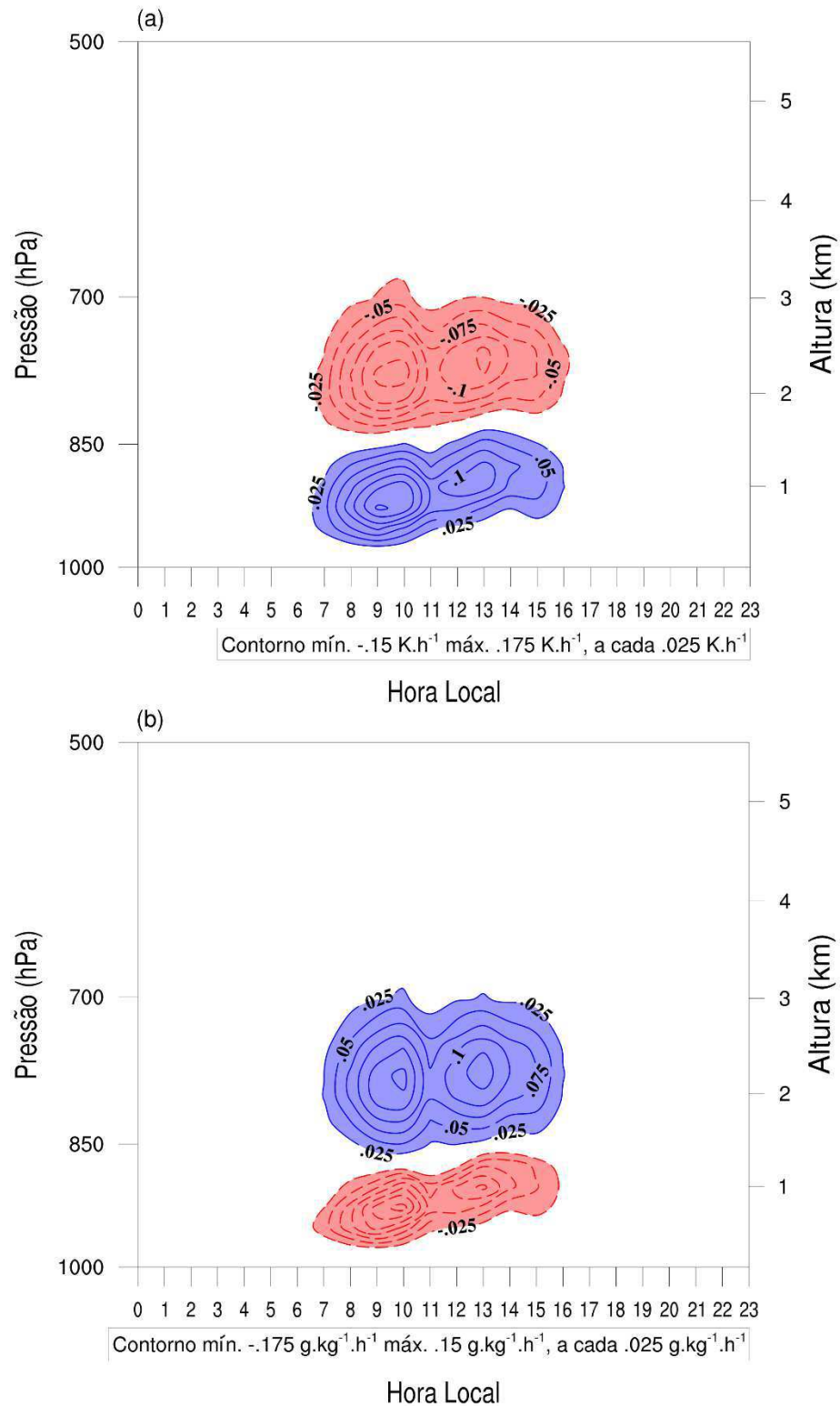


Figura 14 – Ciclo diário médio do perfil vertical (a) da taxa de aquecimento [ $\text{K}\cdot\text{h}^{-1}$ ] e (b) da taxa de secagem [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ ] da convecção por cúmulos congestos para o experimento EXP-AJUST1. Linhas sólidas preenchidas em azul referem-se aos valores positivos, enquanto os tracejados em vermelho aos valores negativos.

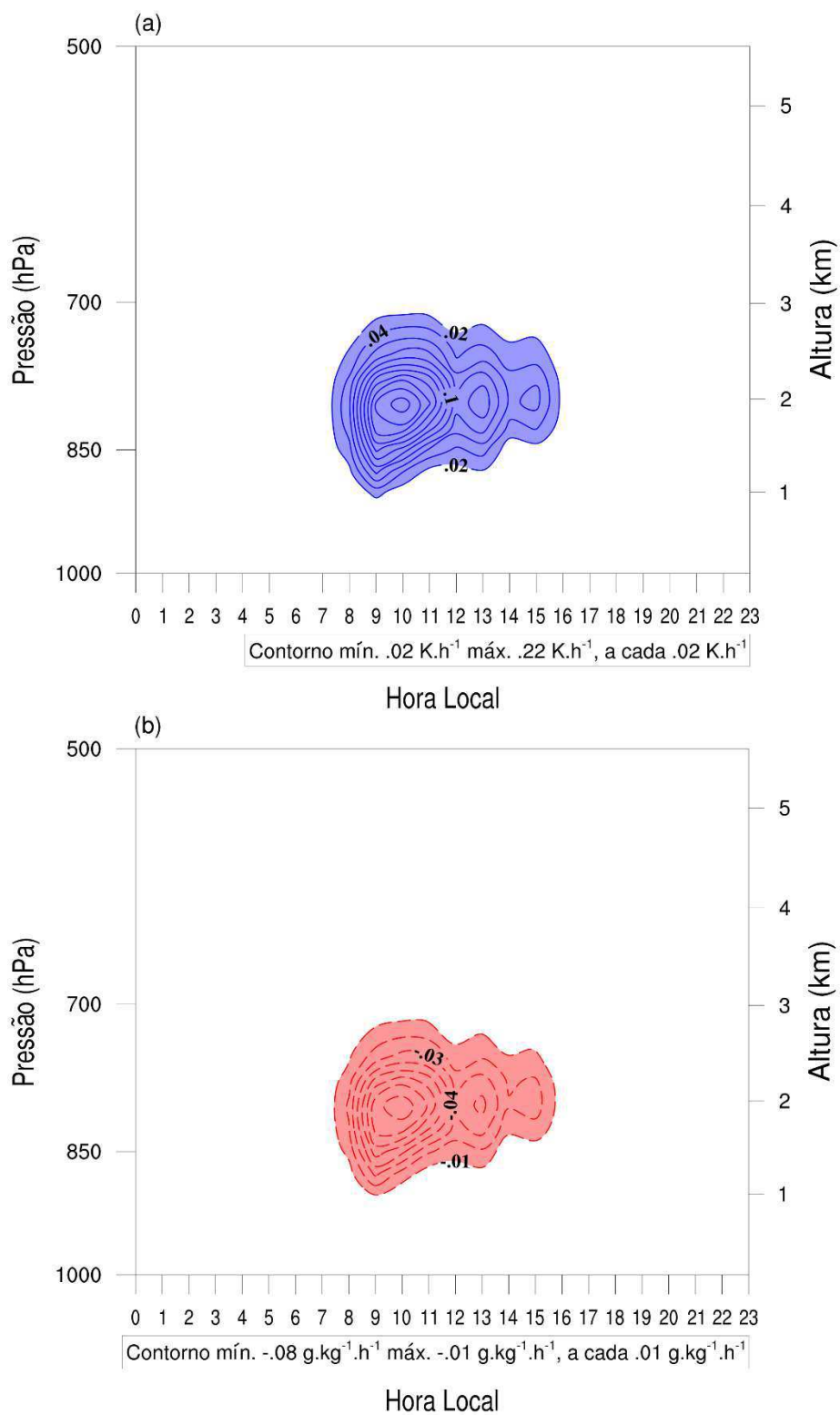
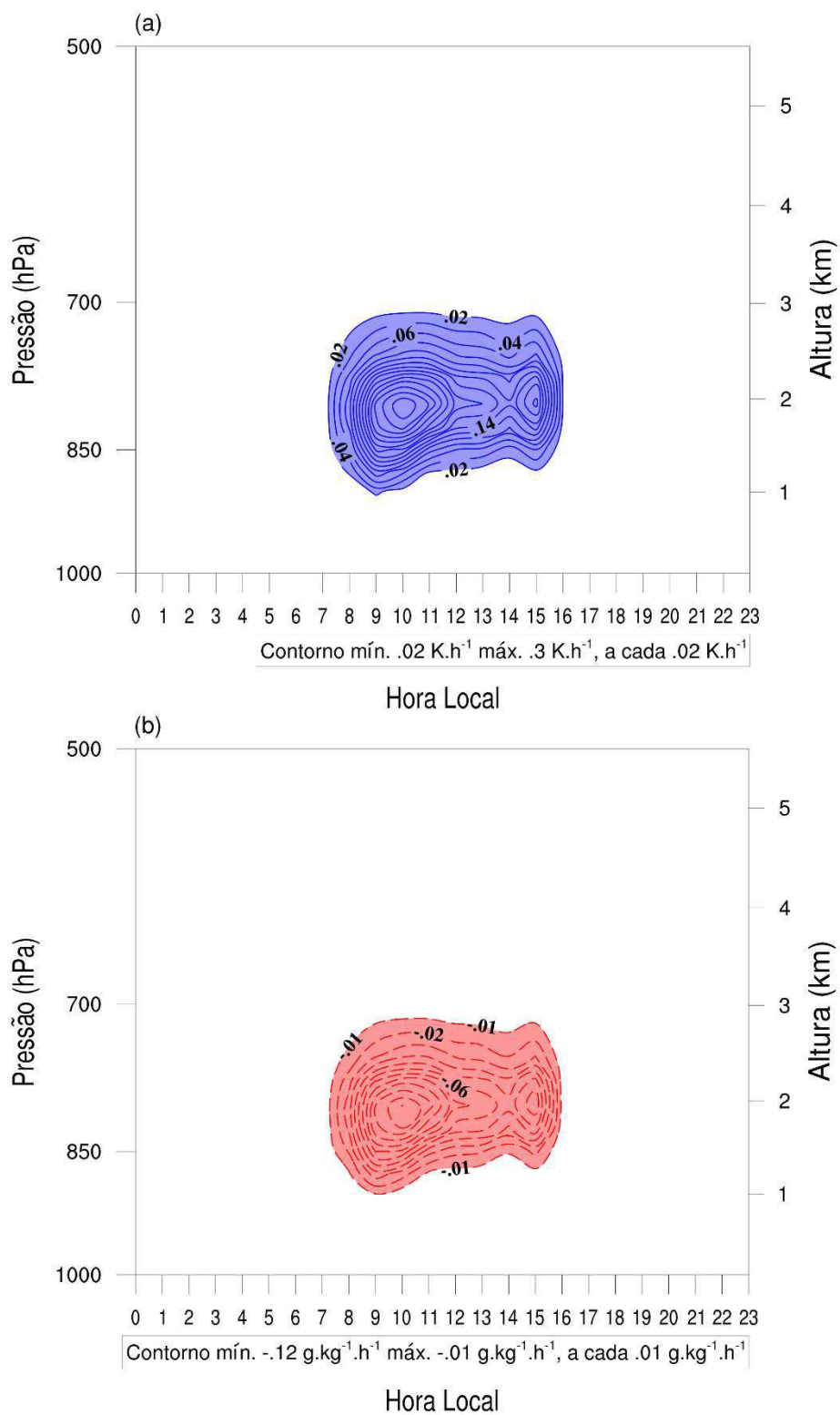


Figura 15 – Ciclo diário médio do perfil vertical (a) da taxa de aquecimento [ $\text{K}\cdot\text{h}^{-1}$ ] e (b) da taxa de secagem [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ ] da convecção por cúmulos congestos para o experimento EXP-AJUST4. Linhas sólidas preenchidas em azul referem-se aos valores positivos, enquanto os tracejados em vermelho aos valores negativos.



É visto na diferença do perfil de aquecimento entre os experimentos (Figura 16a), primeiramente destacando a região da atmosfera onde ocorre resfriamento (85-700 hPa), um pequeno núcleo, às 09 HL, que indica que o EXP-AJUST1 foi mais fraco do que EXP-CTRL, contudo apresentando um aumento no valor mínimo de até  $-0,08 \text{ K.h}^{-1}$  ( $\sim -1,92 \text{ K.dia}^{-1}$ ) às 11 HL no EXP-AJUST1; assim como, um aumento no máximos valores do aquecimento próximo à superfície também em  $0,08 \text{ K.h}^{-1}$  no mesmo horário, e também a tarde, por volta das 15 HL, porém menos intenso ( $0,04 \text{ K.h}^{-1}$ ). Nota-se, que a diferença no perfil pela manhã é maior do que o observado no período da tarde, indicando que a convecção rasa foi mais intensa pela manhã neste experimento em comparação ao EXP-CTRL. Similarmente ocorre no EXP-AJUST4 (Figura 17a), sendo ainda mais visível essa diferença com o EXP-CTRL, tanto no deslocamento como na intensidade dos máximos valores. Observa-se que os mínimos valores de resfriamento no EXP-AJUST4 ocorrem entre 08 e 10 HL em torno de 3 km, onde o máximo é visto no EXP-CTRL, e também percebe-se o aumento dos mínimos valores entre 1 e 2 km nestes mesmos horários, com essa camada estendendo seu máximo a tarde para às 15 HL, onde tem-se a maior diferença nos valores, ou seja, no EXP-AJUST4 a atividade convectiva rasa é mais intensa durante toda a manhã e tarde, ao contrário do que foi visto no EXP-AJUST1.

Quanto aos perfis de secagem (Figuras 16b e 17b), em ambos, verifica-se a correspondência com os perfis de aquecimento, com aumento nos máximos e mínimos valores de umedecimento e secagem, com diferença maior no EXP-AJUST1 ( $0,1 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  apenas com mudança no sinal) também pela manhã, do que o observado no EXP-AJUST4 ( $0,08 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$  e  $-0,06 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ) comparados ao EXP-CTRL para os mesmos horários, quer dizer, próximo à superfície a atividade convectiva rasa causou uma secagem mais intensa no EXP-AJUST1, assim como umedeceu mais nos níveis superiores pela manhã do que no EXP-AJUST4; como também observa-se que no EXP-AJUST4 há uma maior secagem e umedecimentos também à tarde.

Figura 16 – Ciclo diário da tendência média da taxa (a) de aquecimento [ $\text{K}\cdot\text{h}^{-1}$ ] e (b) de secagem [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ ] da convecção rasa para o experimento EXP-AJUST1 - EXP-CTRL. As maiores regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior, e vice-versa.

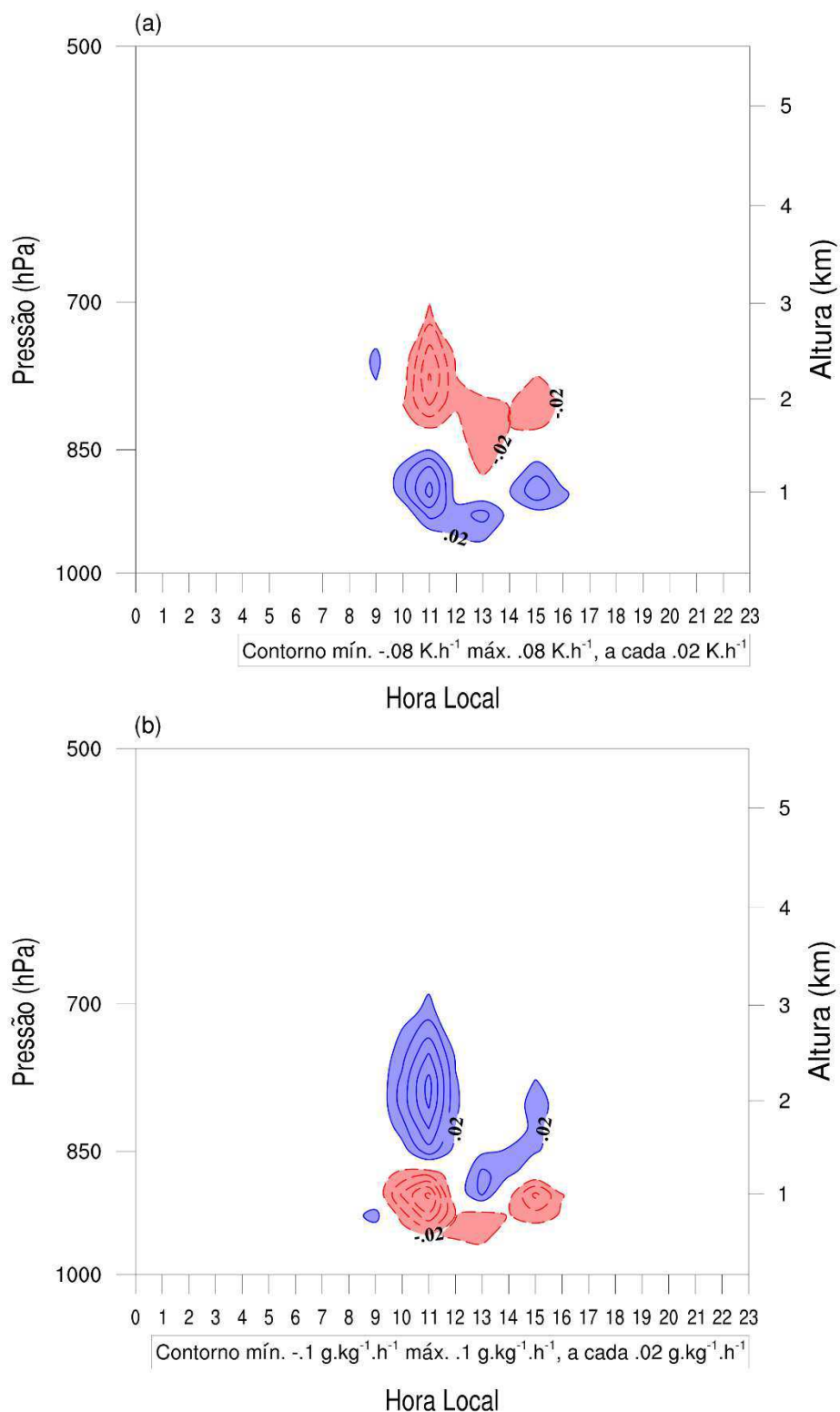
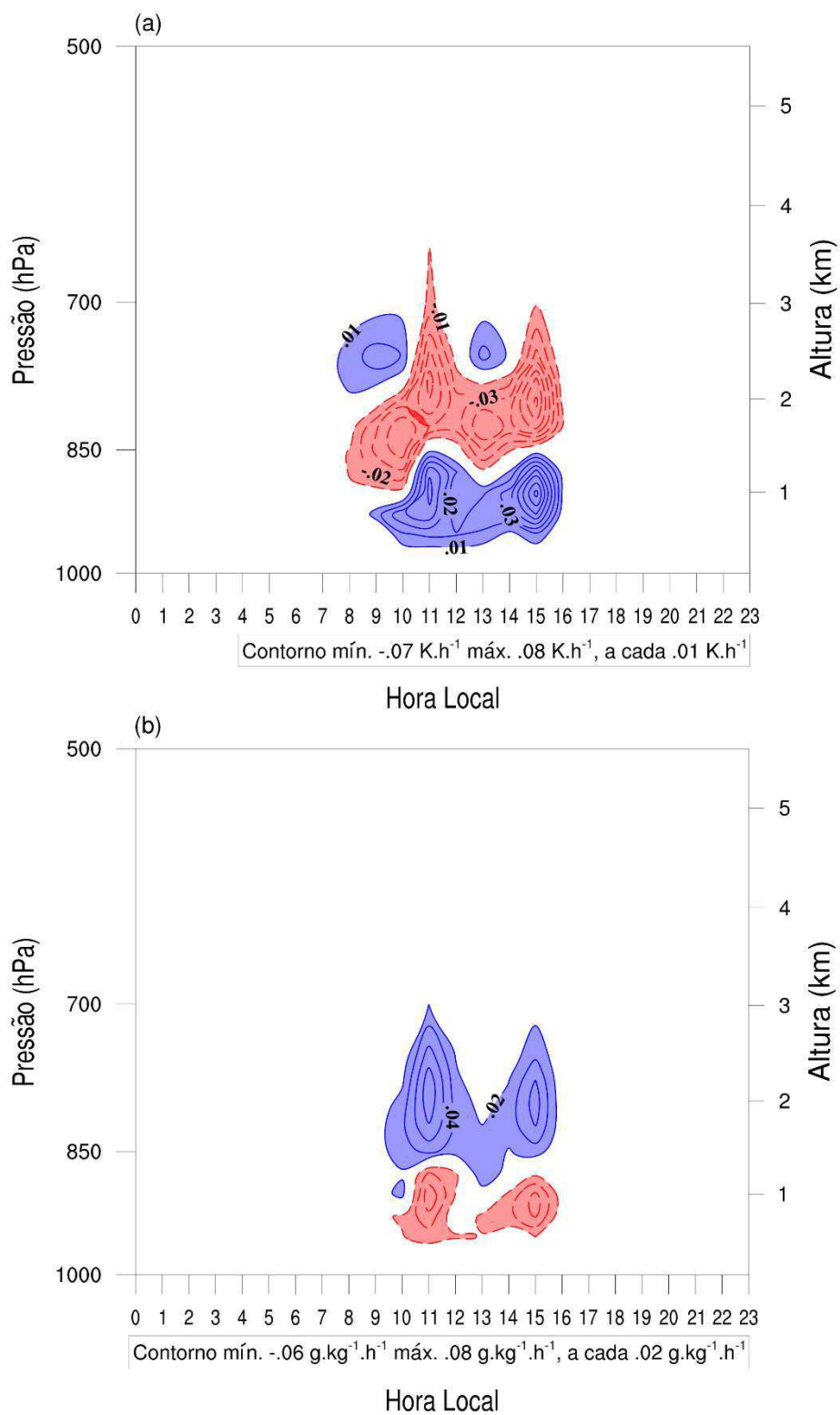


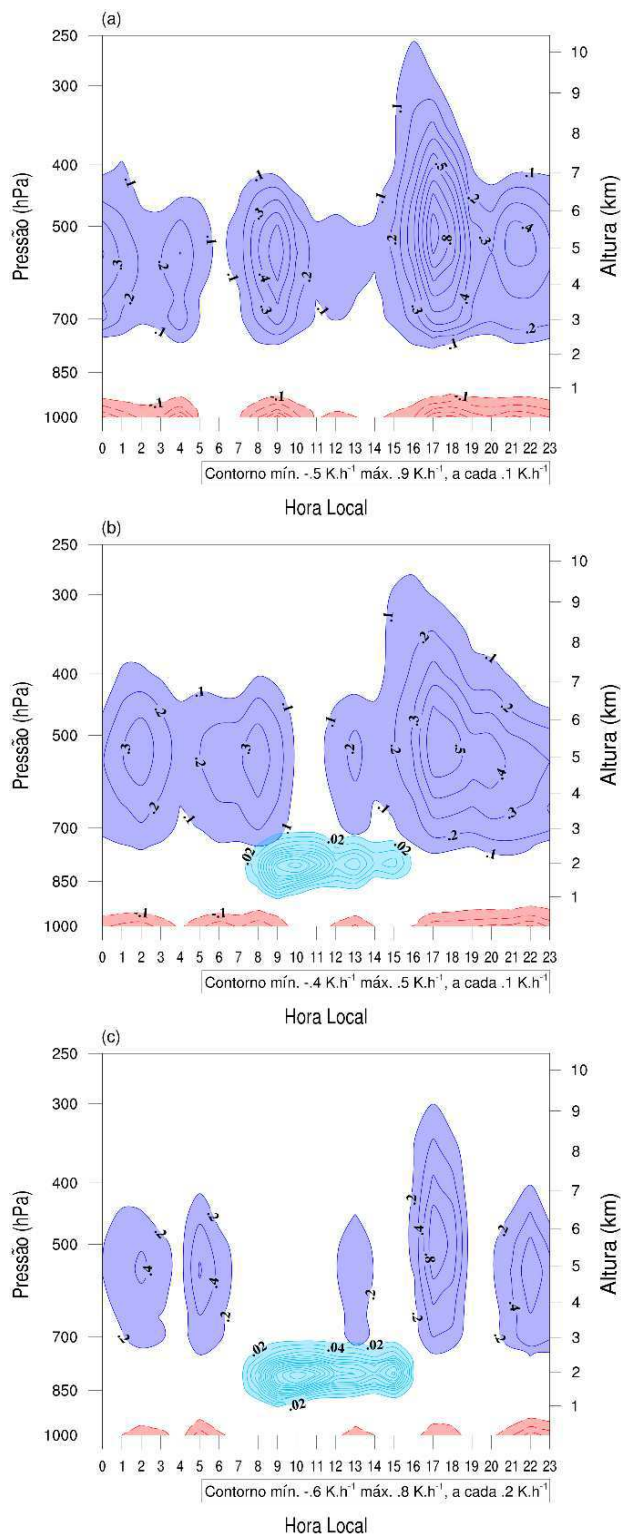
Figura 17 – Ciclo diário da tendência média da taxa (a) de aquecimento [ $\text{K}\cdot\text{h}^{-1}$ ] e (b) de secagem [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ ] da convecção rasa para o experimento EXP-AJUST4 - EXP-CTRL. As maiores regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior, e vice-versa.



Fica claramente evidenciado, nestas Figuras 16 e 17, o impacto do ajuste nas tendências da convecção rasa nas novas simulações, uma vez que, observa-se que há intensificação e deslocamento dos máximos valores de aquecimento e secagem (observado entre 09 e 10 HL no EXP-CTRL – Figura 13) para às 11 HL, com a diferença maior observada no EXP-AJUST1 que no EXP-AJUST4 neste horário, e o contrário ocorre no período da tarde por volta das 15 HL, sendo bem mais intensa no EXP-AJUST4 essa diferença entre os cúmulos rasos comparado ao experimento controle; e isto, é visto ser um efeito da precipitação observada dos  $TCu$  nas figuras anteriores, que atinge o máximo pela manhã por volta das 10 HL, e como parte dessa precipitação foi usada para molhar e resfriar a superfície, percebe-se o aumento dos fluxos de calor, principalmente do calor latente, como pôde ser visto na Figura 12, e a intensificação da atividade convectiva rasa na hora seguinte, o que corrobora com o dito em Santos e Silva (2009), que quanto maior a soma dos fluxos de calor sensível e latente maior será a perturbação causada no nível mais baixo do modelo e, portanto, maior a possibilidade de desenvolver convecção.

A Figura 18 mostra uma composição do perfil de aquecimento da convecção dos cúmulos congestos e da convecção profunda para os três experimentos, para assim, verificarmos os efeitos do ajuste na transição para a convecção profunda. Observa-se, na Figura 18a, uma grande região de aquecimento iniciando-se logo após o nascer do sol e atuando até a noite no EXP-CTRL, estendendo-se acima da camada de atuação da convecção rasa, com um primeiro núcleo de máximo valor positivo da ordem de  $0,5 \text{ K.h}^{-1}$  ( $\sim 12 \text{ K.dia}^{-1}$ ) por volta da 09 HL e a altura da nuvem em torno de 7 km; próximo à superfície, uma área mínima negativa, condiz com resfriamento praticamente no mesmo horário, alcançando máximo de  $-0,5 \text{ K.h}^{-1}$ . A partir das 11 HL, há um enfraquecimento no perfil de aquecimento, observando-se a evolução da convecção profunda com o tempo para valores máximos positivos da ordem de  $9 \text{ K.h}^{-1}$  ( $\sim 21,6 \text{ K.dia}^{-1}$ ) numa camada entre 5 e 6 km das 15 às 20 HL, com a altura da nuvem chegando a 10 km. Nota-se, também, uma região de resfriamento de igual valor ao anterior, com esse resfriamento em superfície caracterizado como precipitação pelo modelo, ou seja, neste experimento, a precipitação ocorreu ao longo de todo o ciclo diurno, como o verificado na Figura 11.

Figura 18 – Composição do ciclo diário médio do perfil vertical da taxa de aquecimento [ $\text{K}\cdot\text{h}^{-1}$ ] (a) da convecção profunda para o EXP-CTRL; (b) e (c) dos congestos e da convecção profunda para os experimentos EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4, respectivamente. Valores positivos preenchidos em azul claro referem-se aos  $TCu$ , enquanto os preenchidos em azul escuro (valores positivos) e vermelho (valores negativos) para  $CP$ .





Para os experimentos ajustados, observa-se nas Figura 18b e 18c, que o ajuste no código do modelo causou impacto na evolução da convecção profunda, com diminuição da região de aquecimento e resfriamento pela manhã no EXP-AJUST1, com máximo observado ( $\sim 7,2 \text{ K.dia}^{-1}$  e  $-4,8 \text{ K.dia}^{-1}$ , respectivamente) por volta das 08 HL, enfraquecido em menos da metade do valor que o observado no EXP-CTRL, diminuindo visivelmente na hora em que os  $TCu$  atuam, que está de acordo com o mostrado na Figura 11, com a diminuição da precipitação entre 09 e 12 HL; e a transição de  $TCu$  para a convecção é vista a partir das 12 HL ocorrendo acima de 3 km, com um primeiro núcleo de máximo valor positivo da ordem de  $0,2 \text{ K.h}^{-1}$  por volta da 13 HL, culminando com o máximo da convecção profunda um pouco mais tarde, ocorrendo entre 16 e 19 HL, atentando-se, que neste experimento o  $Cb$  foi menos profundo e intenso que o observado no EXP-CTRL.

Quanto ao EXP-AJUST4, é constatado, na Figura 18c, que a precipitação entre 8 e 12 HL desaparece neste experimento em comparação ao EXP-CTRL e a convecção profunda ocorre a tarde após a atuação do  $TCu$ , entre 16 e 19 HL, para além de mais intensa comparada ao EXP-AJUST1, com máximo de  $0,8 \text{ K.h}^{-1}$  ( $\sim 19,2 \text{ K.dia}^{-1}$ ) e a nuvem atingindo uma altura de 9 km; e, quando combinada com a Figura 11, observa-se que neste experimento o início da precipitação foi adiado em comparação aos demais experimentos, apesar de pouca a diferença, além do que, mostrou-se exatamente essa eliminação da antecipação da convecção no período da manhã, que é o resultado desejado de acordo com as observações (BETTS *et al.*, 2002; Lima e Wilson (2008), Santos e Silva *et al.* (2009, 2012); Tanaka *et al.* (2014), dentre outros estudos mencionados no item 2.2), bem como, harmonioso com o estudo de Wu (2003), no qual mostraram que a existência de uma quantidade substancial de aquecimento por  $TCu$  pode ser essencial para a convecção profunda.

Ademais, como uma ressalva, verifica-se nesses experimentos ajustados, que a precipitação que ocorre durante a noite e início da madrugada é intensificada nestes experimentos comparada ao EXP-CTRL. Segundo Silva e Souza (2009), a precipitação noturna causa umedecimento da superfície e conseqüente adiantamento da precipitação; e isto, pode ser também um efeito, como se percebe, tanto pela diminuição da convecção antes do nascer do sol nestes experimentos, ou ausência deste estendendo-se para as primeiras horas após o nascer do sol.

Figura 19 – Ciclo diário da tendência média da taxa (a) de aquecimento [ $\text{K}\cdot\text{h}^{-1}$ ] e (b) de secagem [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ ] da convecção profunda para a diferença entre os experimentos EXP-AJUST1 - EXP-CTRL. Regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior que o experimento controle, e vice-versa.

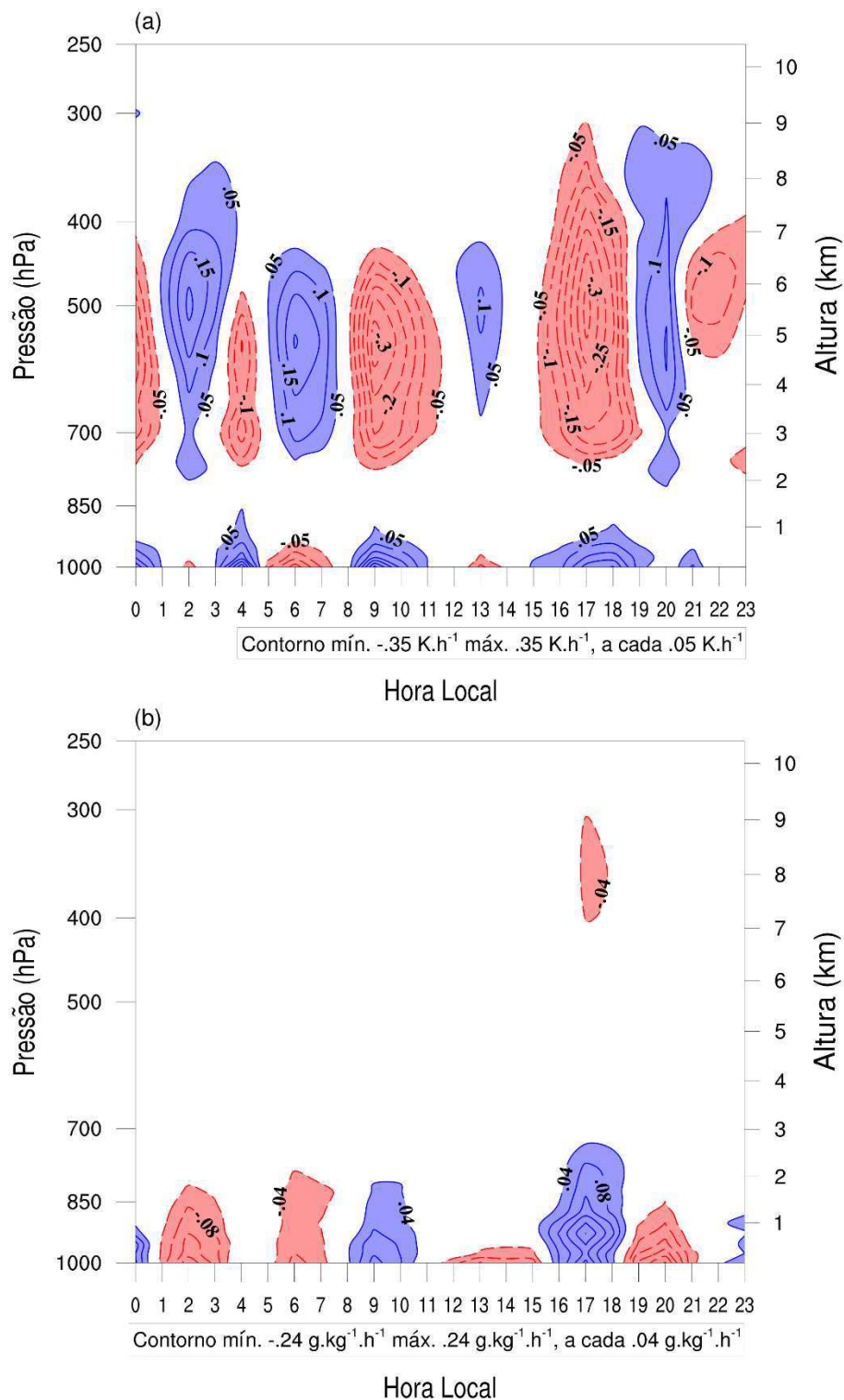
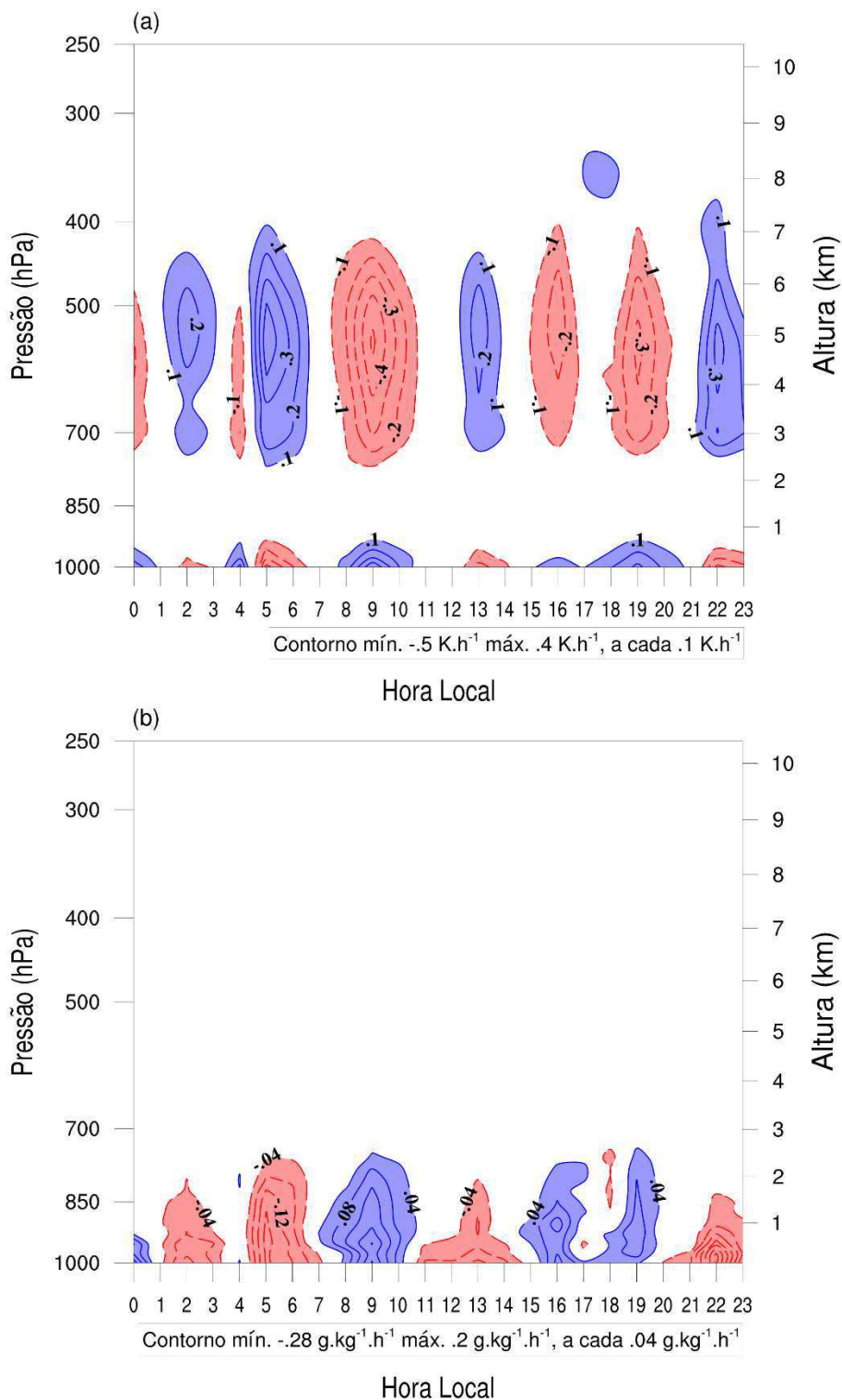


Figura 20 – Ciclo diário da tendência média da taxa (a) de aquecimento [ $K.h^{-1}$ ] e (b) de secagem [ $g.kg^{-1}.h^{-1}$ ] da convecção profunda para a diferença entre os experimentos EXP-AJUST4 - EXP-CTRL. Regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior que o experimento controle, e vice-versa.



Como consequência do que foi mostrado na Figura 18, verifica-se que, nas Figuras 19a e 20a, entre 08 e 12 HL, as tendências de aquecimento em virtude da convecção rasa sofrem uma grande supressão, indicando que os experimentos com a presença dos *TCu* realmente trabalham para diminuir consideravelmente a presença da convecção profunda nestes horários. Enquanto que, as tendências de umedecimento (Figuras 19b e 20b) mostram que abaixo de  $\sim 775$  hPa, a atmosfera no EXP-AJUST1 esteve mais úmida nesses horários (entre 08 e 11 HL como no meio de 16 e 18 HL), além do mais, nota-se nos níveis superiores (7-9 km) da Figura 19b, uma região mais seca apesar de mínima, que pode ser considerada como efeito do entranhamento, que causa evaporação das gotículas da nuvem, tanto que se observa esse efeito na Figura 18b, com o topo da nuvem mais enfraquecido nessa camada. Já no EXP-AJUST4 é ainda mais visível esse aumento na quantidade de umidade na atmosfera abaixo de 700 hPa, principalmente mais próximo à superfície, alcançando valores máximos a mais que o EXP-CTRL de  $0,16 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ; o que torna bem mais evidente, que essa umidade foi usada para intensificar a convecção rasa, como se observou nas figuras anteriores, e intensificar a convecção como um todo, fazendo o processo físico corretamente.

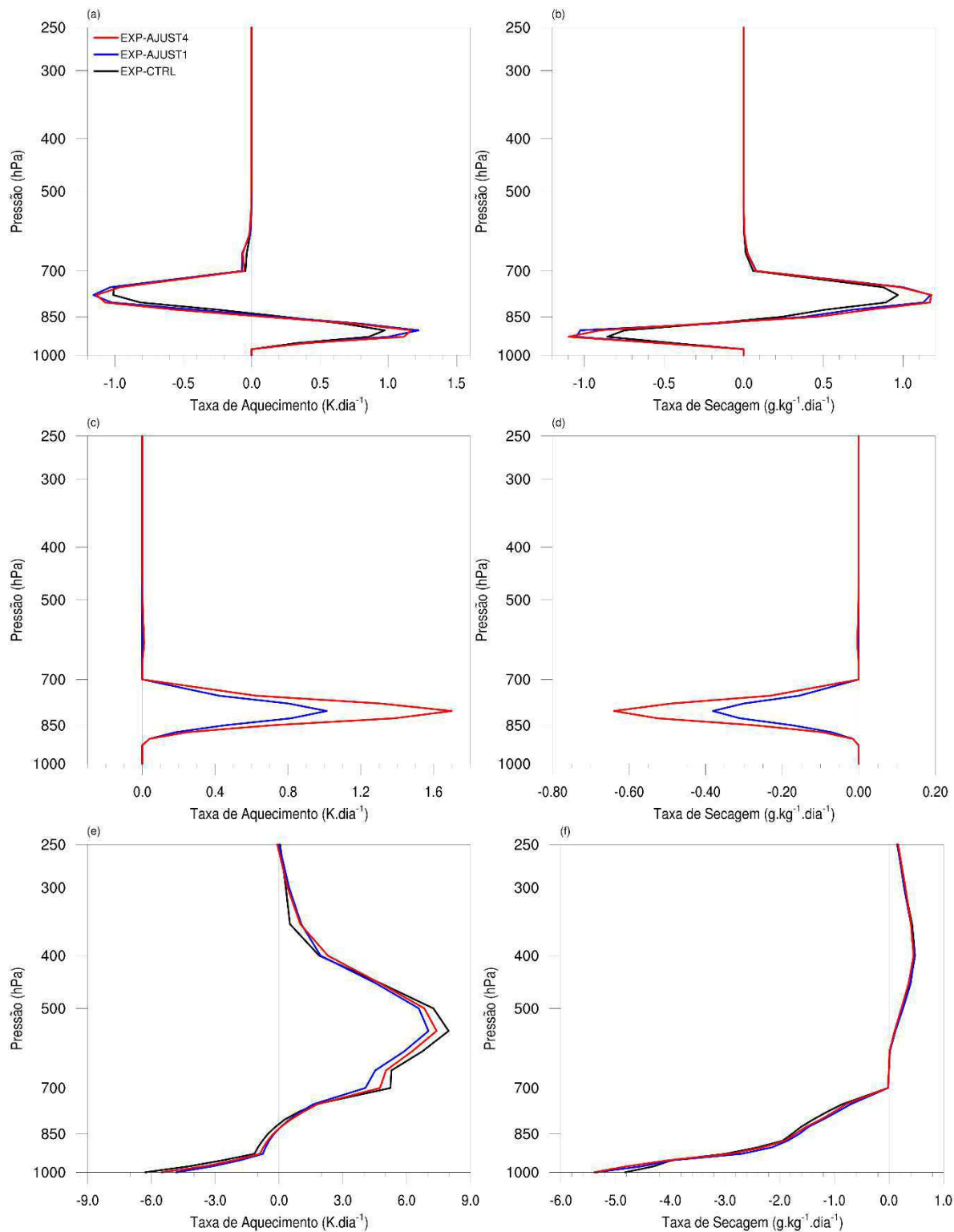
Os perfis verticais médios da tendência de aquecimento e de secagem, mostrados na Figura 21, indicam que na convecção rasa (Figuras 21a - 21b), os experimentos com *TCu* aumentaram a intensidade da convecção rasa em relação ao experimento controle, e esse aumento da intensidade está relacionado ao que já foi discutido anteriormente, em termos do aumento do suprimento de umidade nos níveis mais baixos da atmosfera devido a precipitação causada dos *TCu*, o que favorece a formação de novos cúmulos rasos mais intensos e também de cúmulos congestos, e a diferença final na média entre EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 é pequena, embora a diferença entre eles e o controle seja apreciável.

As figuras 21c e 21d mostram a taxa de aquecimento e de secagem média em virtude dos cúmulos congestos e, fica evidente, pelo EXP-AJUST4 ter um coeficiente de auto conversão maior do que o EXP-AJUST1, tanto a taxa de aquecimento como a de secagem é maior, com uma diferença entre os valores máximos de  $0,7 \text{ K.dia}^{-1}$  e  $-0,6 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$  entre os experimentos; e conforme mostrado nestas figuras, o impacto final destes é visto nos campos da convecção profunda. Já nas figuras 27e – 27f, observa-se que na média de todo o período, o experimento controle é o que produz a maior taxa de aquecimento, por que a precipitação

acumulada no final foi maior; para além, com o ajuste, o aquecimento foi mais fraco no EXP-AJUST1 e intermediário no EXP-AJUST4, enquanto a taxa de secagem é praticamente a mesma entre os experimentos.

Na generalidade, os perfis mostram que tanto a convecção rasa quanto a profunda atuam no sentido de secar a atmosfera em baixos níveis (abaixo de 850 hPa), enquanto que, entre 850 e 700 hPa, a convecção profunda atua para secar e a convecção rasa para umedecer a atmosfera, concordando com Yano e Plant (2012); ao mesmo tempo que a convecção devido os cúmulos congestos atuaram no sentido de aquecer (via liberação de calor latente) e secar a camada entre 850 e 700 hPa (por consumir o vapor d'água disponível durante a condensação), e gerar posterior precipitação; corroborando com Silva Dias (2006), já que estabilizaram o ambiente momentaneamente, atrasando assim, a formação de convecção profunda no seu horário máximo de atuação (08-12 HL, Figura 11); mas, favoreceram a formação de cúmulos rasos mais intensos nas horas seguintes [condizente com a parametrização de Souza (1999), como observado nas Figuras 16 e 17], como resultado do aumento dos fluxos de calor (Figura 12) e consequente disponibilidade de umidade, já que parte de sua precipitação é usada para molhar e resfriar a atmosfera próximo à superfície; assim como, pré-condicionaram a atmosfera para a transição de cúmulos congestos para cúmulo-nimbos a partir das 13 HL, culminando com a máxima atividade convectiva entre 16 e 18 HL (Figura 18c), o que também corrobora com diversos estudos que mostram a importância dos  $TCu$  do ponto de vista termodinâmico, como antecessor da convecção profunda (JOHNSON *et al.*, 1999; WU, 2003; KIKUCHI e TAKAYABU, 2004; KUANG e BRETHERTON, 2006; SCHUMACHER *et al.*, 2007; KHOUIDER e MAJDA, 2007; WAITE e KHOUIDER, 2010; SHEFFIELD *et al.*, 2015; ZHUANG *et al.*, 2017), porém, há também a concordância de que a presença de  $TCu$  sobre uma dada região geralmente não aumenta a probabilidade para o desenvolvimento da convecção profunda (HOHENEGGER e STEVENS, 2013), mas que apenas 26% da população de nuvens classificada como  $TCu$  crescem em nuvens  $Cb$  no ambiente tropical (KUMAR *et al.*, 2014).

Figura 21 – Perfil vertical médio da taxa (a) de aquecimento e (b) e de secagem da convecção rasa para os experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4; (c) e (d) idêntico a (a) e (b), mas dos congestos somente para os experimentos EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4; (e) e (f) idêntico a (a) e (b), mas para a convecção profunda.



Quanto ao impacto líquido, devido à implementação do ajuste, este é apresentado nas Figuras 22, 23 e 24, nas quais mostram os campos médios da temperatura potencial e da razão de mistura para o EXP-CTRL, e as tendências médias destas mesmas variáveis para os experimentos (EXP-AJUST1 - EXP-CTRL) e (EXP-AJUST4 - EXP-CTRL), respectivamente.

Observa-se na Figura 22a, que o campo da temperatura potencial permanece pouco perturbado ao longo do dia. Nota-se nas camadas próximas à superfície, regiões de pequeno resfriamento pela manhã e aquecimento à tarde, gerados pelo modelo, com um gradiente máximo de 4 K entre as isolinhas. Nota-se, também, que a partir das 12 HL, na camada abaixo de 1 km, a temperatura potencial permanece praticamente constante por volta de 17 HL. Já na Figura 22b, nota-se que o experimento EXP-CTRL simula variações no campo da razão de mistura abaixo de 700 hPa após às 08 HL, com valores entre 16 e 9 g.kg<sup>-1</sup>, principalmente próximo à superfície abaixo de 1 km, pela proximidade das isolinhas. É possível observar uma camada mais seca simulada pelo modelo encontra-se logo acima pelo fim da manhã (~ em 850 hPa), e camadas mais úmidas também acima deste nível.

Analisando os campos resultantes das simulações com o ajuste em comparação ao controle (Figura 23a e 24a), primeiramente, é possível observar as diferenças entre os perfis de temperatura potencial com o tempo em ambos os experimentos, evidenciando a diferença de comportamento na estabilidade vertical devido à implementação do estágio de transição de cúmulos rasos para congestos como um passo anterior à formação da convecção profunda. Embora, aparentemente, quando se compara à superfície com o nível de 500 hPa, a atmosfera esteja mais instável, por se verificar valores positivos nos baixos níveis e negativos nos níveis superiores, ou seja, o efeito líquido é de mais aquecimento e resfriamento, respectivamente; observa-se também que a partir das 8 HL essa região mais aquecida estende-se da superfície ao nível de 800 hPa até o final da manhã, bem mais visível no EXP-AJUST1 que em EXP-AJUST4, causando assim um efeito de estabilidade nessa camada, que dificulta a formação de convecção profunda.

Figura 22 – Ciclo diário médio do perfil vertical (a) da temperatura potencial [K] e (b) da razão de mistura [g.kg<sup>-1</sup>] para o experimento EXP-CTRL.

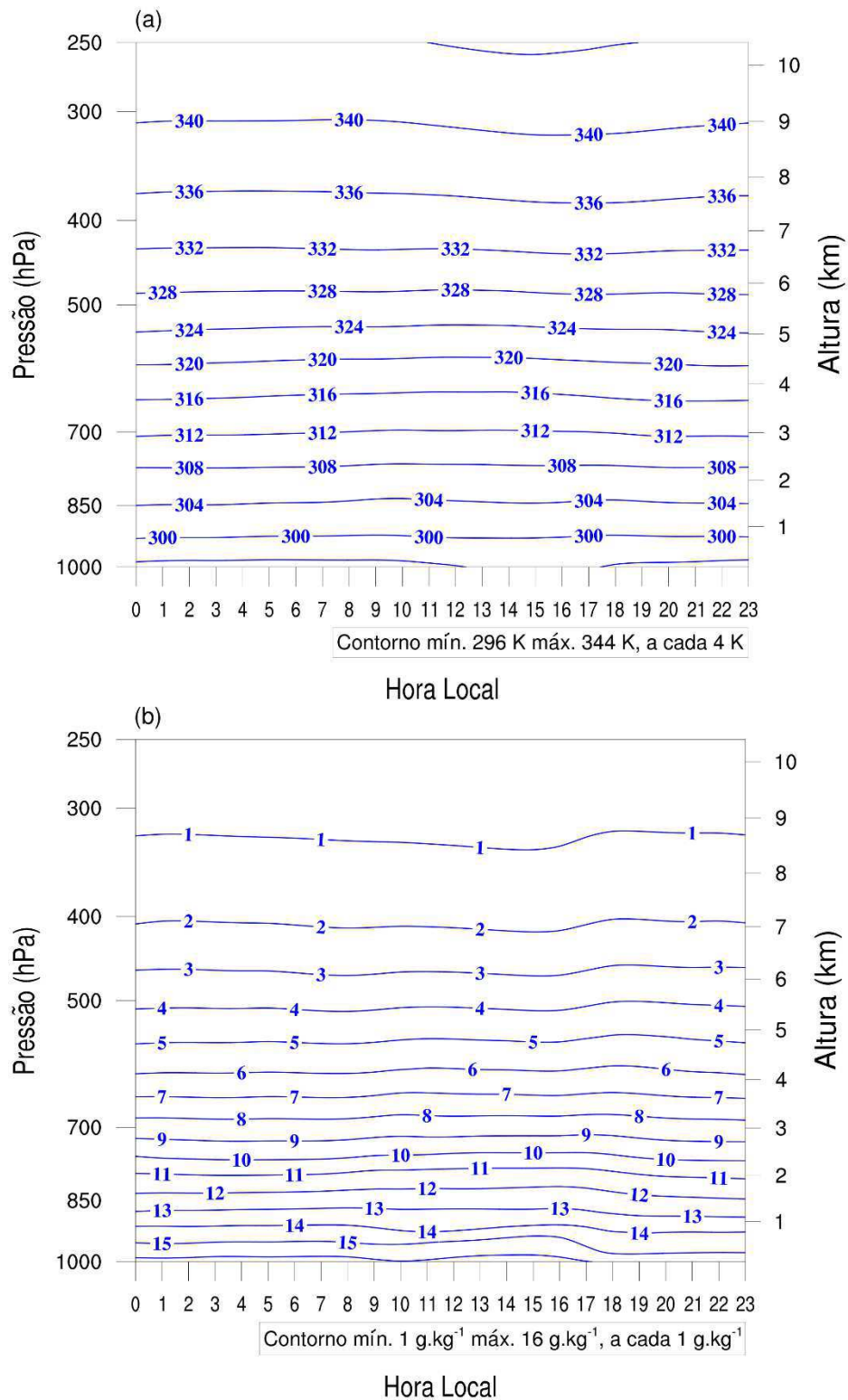




Figura 23 – Ciclo diário da tendência média (a) da temperatura potencial [K] e (b) da razão de mistura [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ] para a diferença entre os experimentos EXP-AJUST1 - EXP-CTRL. Regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior, e vice-versa.

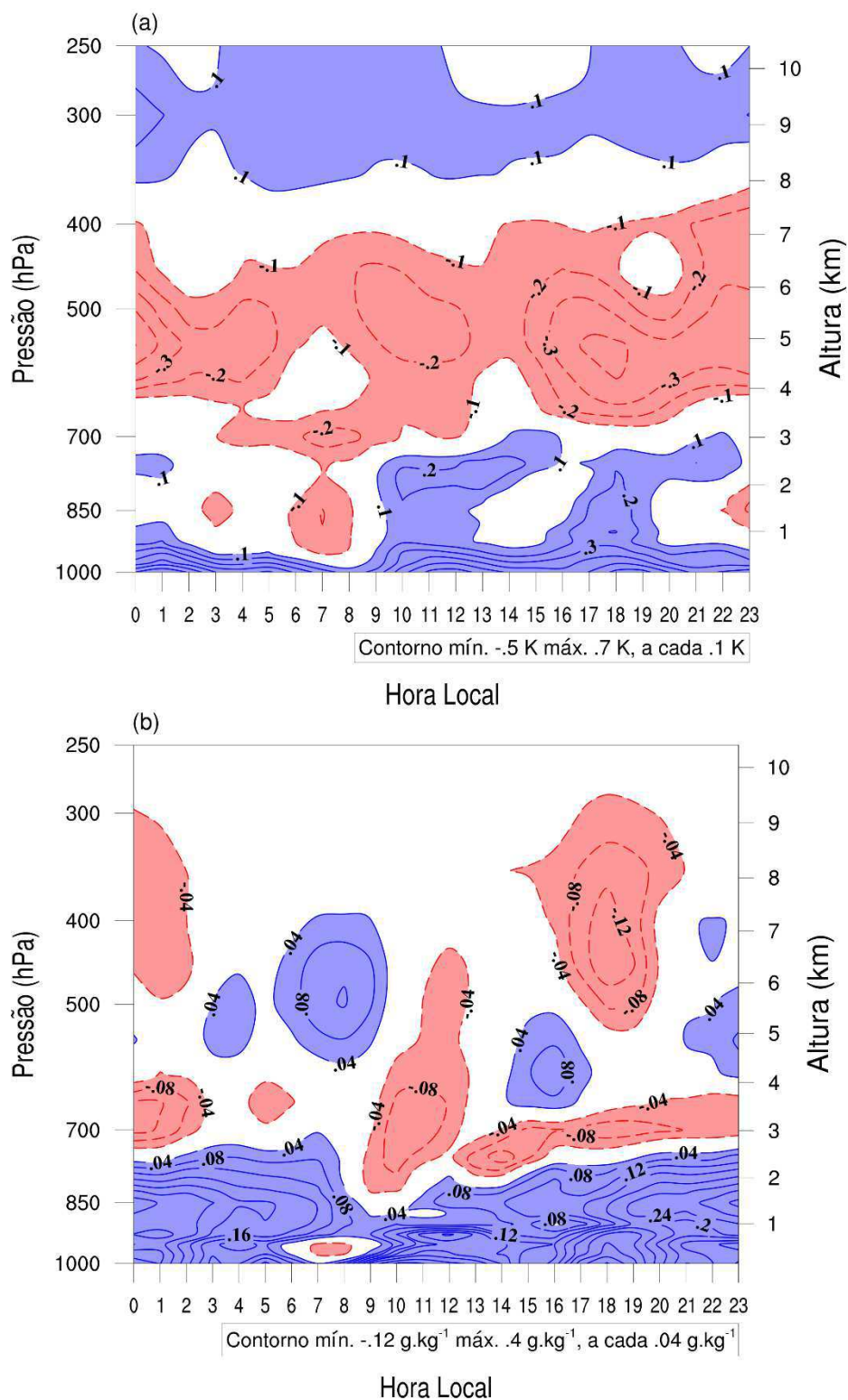
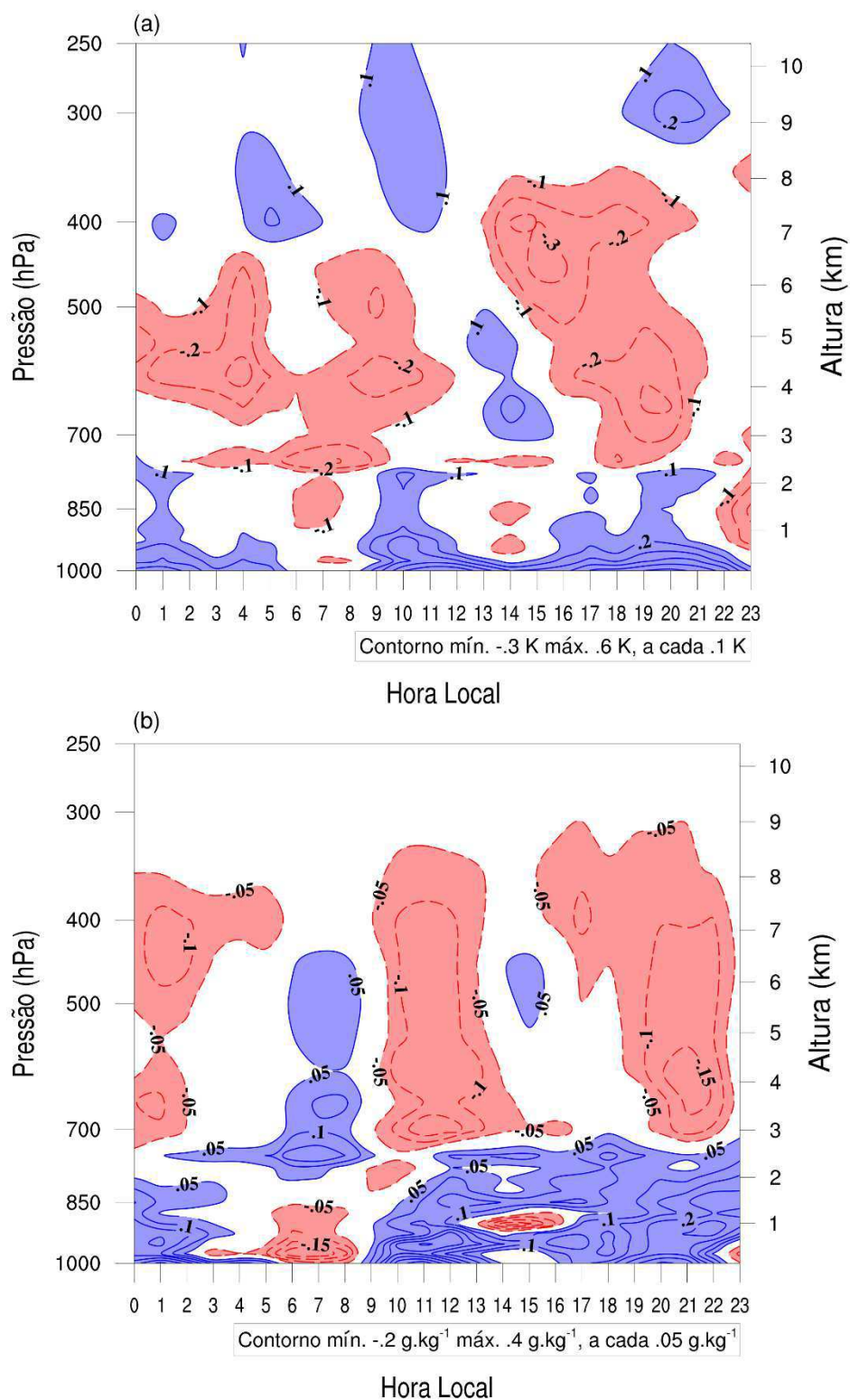


Figura 24 – Ciclo diário da tendência média (a) da temperatura potencial [K] e (b) da razão de mistura [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ] para a diferença entre os experimentos EXP-AJUST4 - EXP-CTRL. Regiões nas quais aparecem valores positivos (linhas sólidas preenchidas em azul) o experimento ajustado é maior, e vice-versa.



Continuando a análise das Figuras 23a e 24a, percebe-se que com o passar do tempo, valores superiores a 0,2 K são observados a partir das 09 HL abaixo de 1 km de altura, com maior diferença entre 11 e 12 HL (0,6 K), indicando que após o horário de máxima atividade dos *TCu* (10 HL) juntamente com a convecção rasa intensificada (11 HL) nestes experimentos ajustados, a região na qual a convecção rasa induz aquecimento (em torno de 1 km), o efeito líquido é de mais aquecimento, e onde a convecção rasa induz resfriamento (em torno de 2 km), o efeito líquido é de aquecimento, que acrescido ao efeito de aquecimento devido os cúmulos congestos, indica que a presença dessa atividade convectiva aumenta o fluxo de calor dos baixos para os altos níveis, como é visto na Figura 12 para ambos os experimentos.

No EXP-AJUST1 (Figura 23a), este aquecimento é alongado até por volta das 16 HL na camada entre 2 e 3 km de altura, enquanto que o menor impacto negativo (-0,2 K) é observado acima de 4 km nestes horários e estendendo-se até o máximo resfriamento (-0,4 K) entre 17 e 18 HL, na qual, a região onde a convecção profunda induz aquecimento, o efeito líquido é de mais resfriamento entre a camada de 4 e 8 km, devido ao processo de evaporação e produção de precipitação, que retira calor latente do ambiente. Já a partir das 13 HL no EXP-AJUST4 (Figura 24a), nota-se uma região mais fria na camada entre 1 e 3 km de altura, assim como, próximo à superfície mantém-se o aquecimento, propiciando um perfil mais instável, que por sua vez, coincide com o horário que ocorre essa transição de congestos para convecção profunda, na qual, também produz aquecimento visto no nível acima. Enquanto que o menor impacto negativo (-0,3 K) é observado na camada em seguida, em torno de 7 km, às 16 HL.

Nas Figura 23b e 24b, pode-se verificar que abaixo de 700 hPa há predominância de umedecimento, com o aumento da razão de mistura nestes experimentos com ajuste em comparação ao experimento controle, chegando em uma diferença de 0,4 g.kg<sup>-1</sup> próximo à superfície. Observa-se que entre 09 e 12 HL ocorre a maior variação e essa elevada razão de mistura é justificada, como dito anteriormente, devido ao aumento do fluxo de calor latente, após a produção de precipitação pelos congestos, assim como o aumento da intensidade da convecção rasa, que atua no sentido de secar em baixos níveis e umedecer as camadas acima, sendo que o efeito líquido é visto de mais umedecimento na camada próximo à

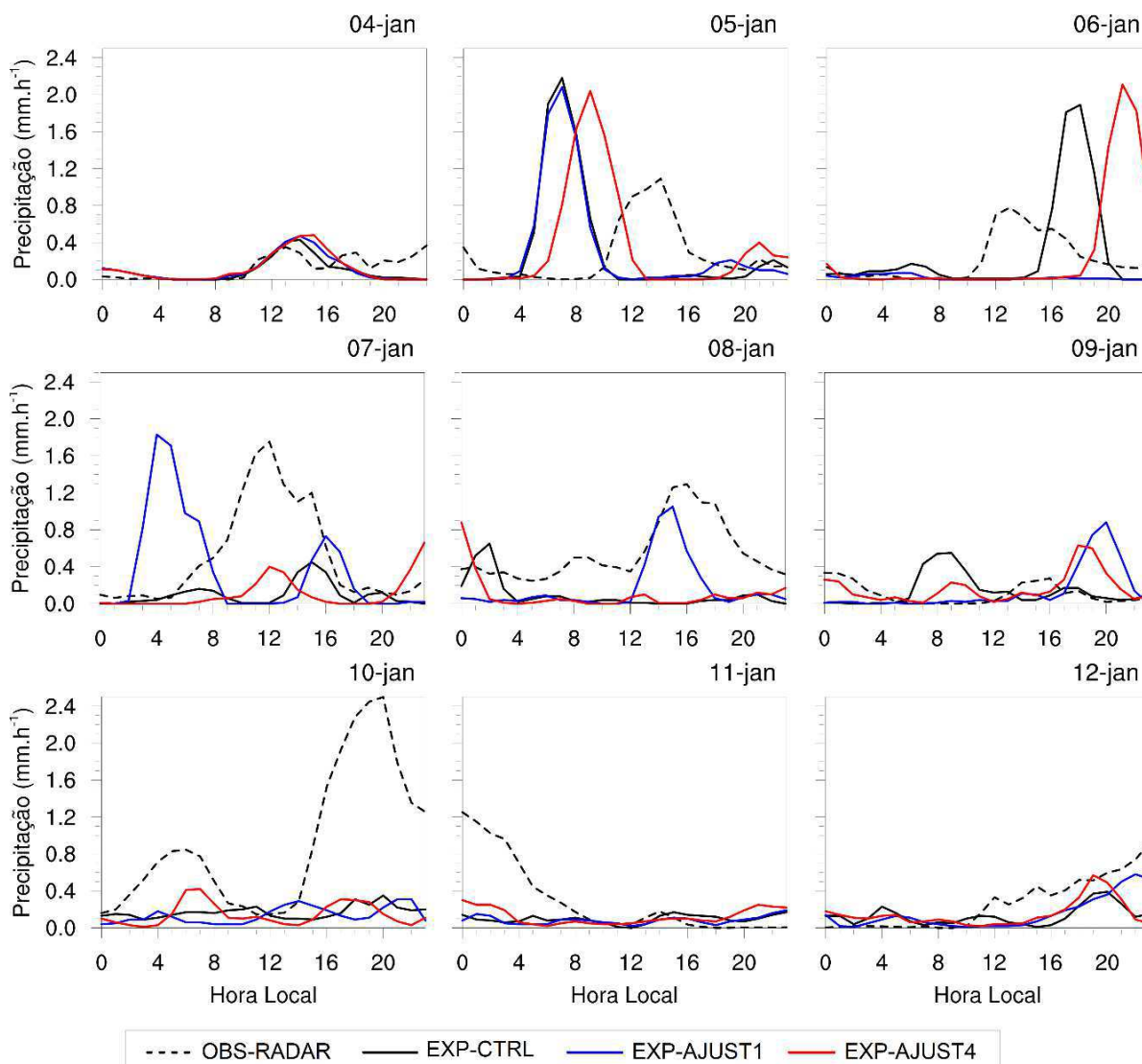
superfície. Nos níveis acima de 2 km pela manhã, observa-se uma região de secagem, em ambos os experimentos, com aumento dos mínimos de  $-0,08 \text{ g.kg}^{-1}$  para o EXP-AJUST1 e  $-0,15 \text{ g.kg}^{-1}$  para o EXP-AJUST4. Observa-se também que das 13 às 17 HL há um aumento da secagem líquida (Figura 24b) em torno de 1 km, nível onde ocorre secamento devido a convecção rasa, seguido do aumento da umidade na camada acima, que também condiz com a região na qual a convecção rasa induz um umedecimento, evidenciando o transporte vertical de ar úmido para cima, com esse impacto líquido melhor visto na Figura 23b, para o EXP-AJUST1 a partir das 12 HL, com umedecimento entre a superfície e  $\sim 3$  km, aumento da secagem entre 3 e 4 km em  $-0,08 \text{ g.kg}^{-1}$ , seguido do umedecimento de  $0,8 \text{ g.kg}^{-1}$  até uns 5,5 km de altura, culminando com uma secagem máxima  $-0,12 \text{ g.kg}^{-1}$  até 9 km às 18 HL, horário da máxima atividade convectiva profunda; contrastando com um estudo realizado por Wood e Bretherton (2006), na qual afirmaram que a presença de uma forte inversão do perfil de temperatura potencial com a altura representa um bom indicativo de umidade no interior da camada limite e, portanto, um indicativo de maior cobertura de nuvens baixas.

Apesar de muito desta análise ser extremamente não linear, pois são muitos fatores operando ao mesmo tempo, mas observou-se indiretamente algumas das condições que são propícias para a transição da convecção profunda a partir da interação com os cúmulos congestos, como o condicionamento do ambiente através da geração da “piscina fria” gerada por sua precipitação, estabilizando as camadas mais baixas da atmosfera, como também aumentando os fluxos de calor à superfície, por conseguinte, intensificando a camada de nuvens rasas e umedecendo a coluna atmosférica com o tempo, corroborando com os resultados obtidos por Khairoutdinov e Randall (2006), Khouider e Madja (2007), Waite e Khouider (2010), Sheffield *et al.* (2015), Lee *et al.* (2019), dentre outros.

## 4.2 Análise do ciclo diário médio da precipitação

### 4.2.1 Simulada e observada a partir do radar SIPAM

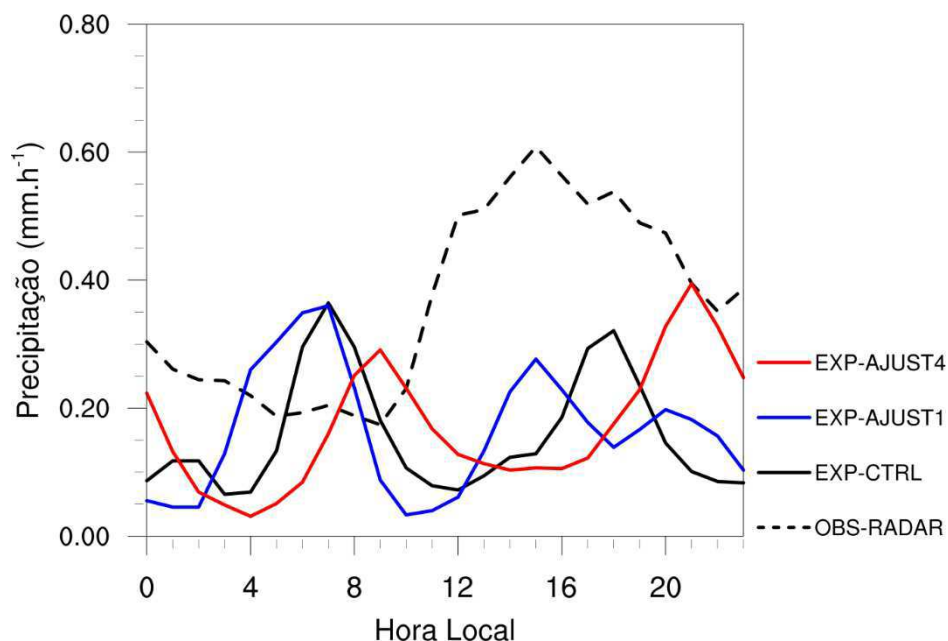
Figura 25 – Ciclo diário médio da precipitação observada a partir do radar e prevista dos experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 para os dias 04 a 12 de janeiro de 2014.



A Figura 25 mostra o ciclo diário médio da precipitação observada e prevista para o período de estudo. De forma geral, observa-se o comportamento da precipitação observada do radar, que na média para a região de estudo apresentou padrão característico, com

máximos valores de precipitação ocorrendo no período da tarde e picos secundários pela manhã (SANTOS e SILVA *et al.*, 2012; TANAKA *et al.*; 2014; BURLEYSON *et al.*; 2016) na maioria dos dias, com o maior volume de precipitação ocorrendo no dia 10 de janeiro de 2014. Comparando-os, é visto que para alguns dias, os experimentos não seguem o mesmo comportamento do observado, como também superestimaram a precipitação (dias 05 e 06 de janeiro), assim como, dias que subestimam, que é o caso do dia 10 de janeiro, apesar de atentar-se para o EXP-AJUST4, que mais assemelhou-se ao padrão observado do dia. Nota-se, também, que no dia 08 de janeiro, apenas o EXP-AJUST1 gerou precipitação próximo ao observado em comparação aos demais experimentos. Com isso, verifica-se que o padrão do ciclo diário da precipitação possui diferenças visíveis nos experimentos ajustados em comparação com o experimento controle, assim como, diferenças entre eles mesmos, mostrando a sensibilidade devido a diferença no valor do coeficiente de conversão de água de nuvem em chuva ( $c_o$ ).

Figura 26 – Ciclo horário médio da precipitação simulada nos experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 e observada a partir da área do radar SIPAM para todo o período de 04 a 12 de janeiro de 2014.



A precipitação média de todo o período de estudo ao longo da marcha diurna é mostrada na Figura 26. Observa-se na média, que o maior volume de precipitação observada na área do radar ocorreu à tarde, às 15 HL, com pico secundário pela manhã, que é bem característico do ciclo diário observado na média para a região da Amazônica, como já citado anteriormente. Comparando o ciclo diário médio da precipitação resultante dos experimentos ao observado, fica evidenciado que o EXP-AJUST1 mais se assemelhou ao comportamento do observado, bem visível entre 13 e 17 HL, com pico máximo também gerado às 15 HL; assim como, verifica-se que no período do final da tarde que o EXP-AJUST4 esteve mais próximo. Este resultado é confirmado através do RMSE, na qual é possível averiguar quais horários e qual experimento ajustado apresentou o menor valor e com isso, maior semelhança com o observado (Tabela 5, valores destacados em azul).

Tabela 5 – RMSE ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) da área entre o simulado e o observado para cada horário.

Hora Local	EXP-CTRL	EXP-AJUST1	EXP-AJUST4
0	0,22	0,25	0,08
1	0,14	0,22	0,13
2	0,13	0,20	0,18
3	0,18	0,11	0,19
4	0,15	0,04	0,19
5	0,05	0,12	0,14
6	0,10	0,16	0,11
7	0,16	0,16	0,04
8	0,11	0,04	0,06
9	0,01	0,09	0,12
10	0,12	0,20	0,00
11	0,30	0,34	0,21
12	0,43	0,44	0,37
13	0,42	0,38	0,40
14	0,44	0,34	0,46
15	0,48	0,33	0,50
16	0,38	0,33	0,46
17	0,23	0,34	0,40
18	0,22	0,40	0,36
19	0,25	0,32	0,26
20	0,33	0,28	0,15
21	0,29	0,21	0,00
22	0,27	0,20	0,02
23	0,30	0,28	0,14

Para apresentação mais acurada destes resultados, utilizou-se o *boxplot* (“diagrama em caixa”), que é uma técnica relativamente nova que vem sendo usada em estudos climatológicos. Fornece uma análise visual da posição, dispersão, simetria, caudas e valores extremos (*outliers*) do conjunto de dados; tal qual, um sumário estatístico com o resumo dos índices estatísticos (Tabela 6). Através da análise do gráfico de *boxplot* (Figura 27) é possível comparar a distribuição da precipitação dos experimentos e observado para o período de estudo. Como pode-se observar, os experimentos apresentaram valores médios diferentes comparados ao observado, com os máximos valores destes (haste superior) abaixo de  $0,36 \text{ mm.h}^{-1}$ , com exceção de EXP-AJUST4 que obteve a maior taxa de precipitação na média da área do radar ( $0,39 \text{ mm.h}^{-1}$ ), subestimando mesmo assim a precipitação, principalmente o EXP-CTRL, que teve valores abaixo de  $0,12 \text{ mm.h}^{-1}$  durante todo o ciclo horário médio, como pode ser confirmado pelo viés (Tabela 6). Verifica-se que o EXP-AJUST4 foi o que obteve o menor viés ( $-0,19 \text{ mm.h}^{-1}$ ) e menor RMSE ( $0,066 \text{ mm.h}^{-1}$ ) comparado aos demais, apresentando na média o menor erro comparado ao observado, e este resultado é mais visível na comparação espacial, encontrada no APÊNDICE C. Isso indica, que apesar do foco não ser na quantidade da precipitação e sim na qualidade em representar o ciclo diário, mas já se vê uma pequena melhora, na média, com o ajuste do que o resultado da simulação controle.

Quanto a assimetria e a concentração da precipitação, estas são dadas pela distância entre a linha central que indica a mediana (50%) e o lado inferior e superior do retângulo, que se referem a Q1 (25%) e Q3 (75%), respectivamente. Primeiramente, percebe-se que a distribuição da precipitação dos experimentos comparados ao observado são assimétricos, enquanto o OBS-RADAR tem uma distribuição simétrica, e isso evidencia-se pela média e a mediana deste serem semelhantes (mostrados na Tabela 6). A curva concentra-se mais próxima de Q1 nos EXP-CTRL e EXP-AJUST4 e isto significa que a assimetria é positiva, enquanto o EXP-AJUST1 é assimétrico negativo. A dispersão dos dados pode ser representada pelo intervalo interquartil (IQR=Q3-Q1) ou facilmente pelo tamanho da caixa, ressaltando que um diagrama menor indica maior homogeneidade e menor variabilidade entre os dados, assim EXP-AJUST1 (IQR =  $0,149 \text{ mm.h}^{-1}$ ) apresenta a maior variabilidade da precipitação comparado ao EXP-CTRL (IQR =  $0,112 \text{ mm.h}^{-1}$ ) e EXP-AJUST1 (IQR =  $0,149 \text{ mm.h}^{-1}$ ), apesar da pouca diferença entre os experimentos.



Figura 27 – *Boxplot* resultante do ciclo horário médio da precipitação prevista de cada experimento e do observado radar.

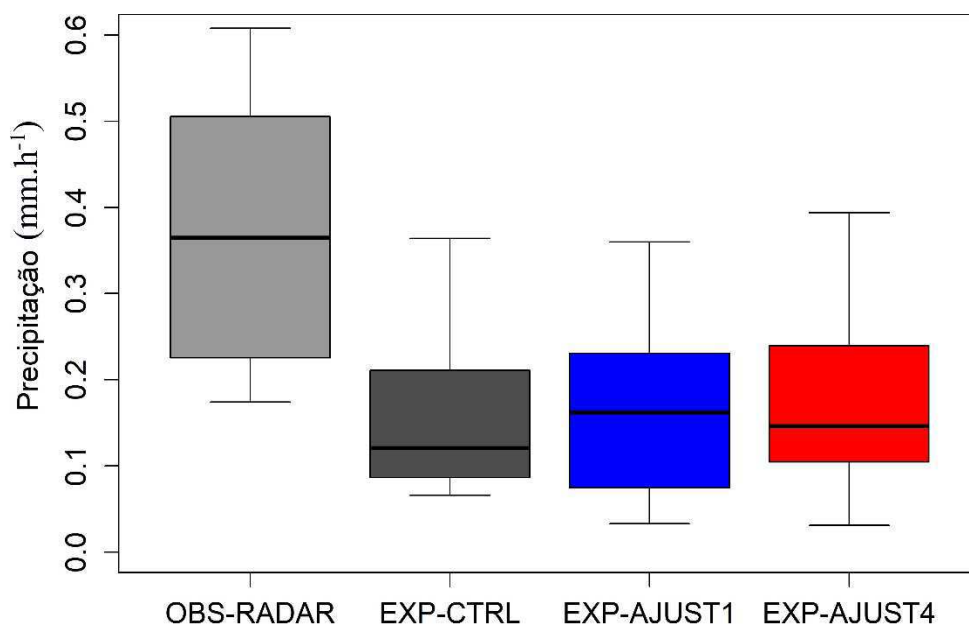


Tabela 6 – Resumo estatístico dos experimentos e observado para a área do radar.

	OBS-RADAR	EXP-CTRL	EXP-AJUST1	EXP-AJUST4
<b>Mínimo</b>	0,17	0,07	0,03	0,03
<b>1° Quartil</b>	0,23	0,09	0,08	0,11
<b>Mediana</b>	0,365	0,12	0,16	0,15
<b>Média</b>	0,364	0,16	0,17	0,17
<b>3° Quartil</b>	0,50	0,20	0,23	0,24
<b>Máximo</b>	0,61	0,36	0,36	0,39
<b>Viés</b>	-	-0,21	-0,20	-0,19
<b>RMSE</b>	-	0,072	0,070	0,066
<b>r</b>	-	-0,04	-0,032	0,028
<b>p-valor(teste-t)</b>	-	$9,67 \times 10^{-07}$	$2,69 \times 10^{-03}$	$4,41 \times 10^{-03}$

O índice de correlação ( $r$ ), Tabela 6, obtido do ciclo diário médio da precipitação caracteriza fraco valor de tendência entre a taxa de precipitação dos experimentos com o OBS-RADAR, com ambos os experimentos com valores próximos a zero, observando-se que EXP-CTRL e EXP-AJUST1 apresentam uma correlação negativa com OBS-RADAR, isto é, se uma aumenta, a outra sempre diminui a precipitação, enquanto se vê o contrário em EXP-

AJUST4, que tem uma correlação positiva. Nestes resultados, comparando o valor de  $p$  com o nível de significância de 0,05, têm-se que ambos os experimentos obtiveram valor de  $p \leq \alpha$ , com a diferença entre as médias estatisticamente significativa, rejeitando-se a hipótese nula e concluindo que os experimentos comparados ao observado são diferentes.

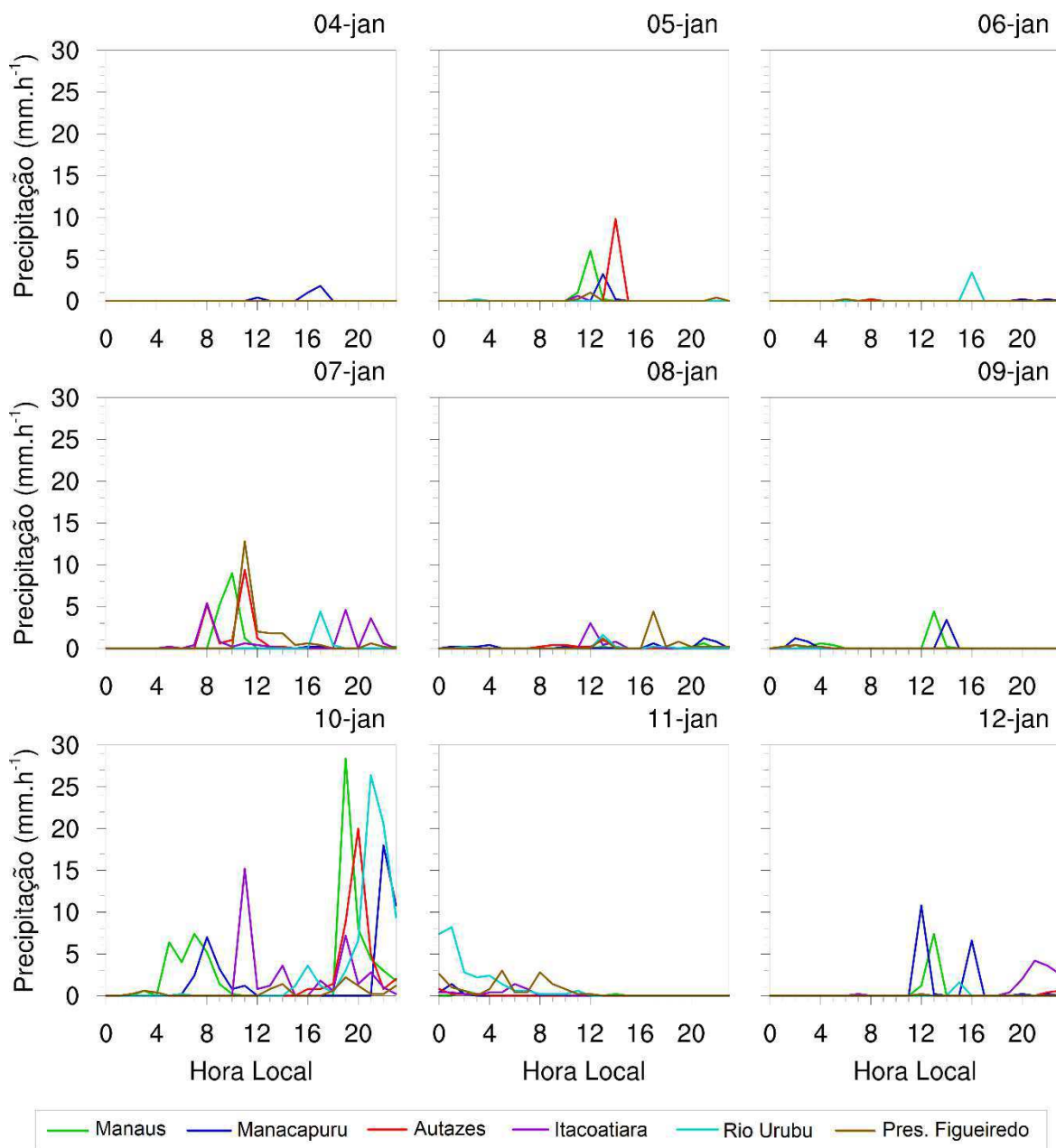
#### 4.2.2 *Simulada e observada a partir da estação INMET*

Na Figura 28 é mostrado o ciclo diário da precipitação observada a partir das seis estações do INMET para o período de 04 a 12 de janeiro de 2014. Primeiramente, é perceptível que o período selecionado para o estudo apresenta uma grande variabilidade quanto ao ciclo diário, principalmente quanto aos horários da ocorrência de precipitação, não somente com chuvas no período da tarde, mas também com máximos de precipitação ocorrendo à noite e pela manhã, com alguma atividade convectiva localizada à tarde acima de 10 mm em uma ou outra estação.

Um dia característico do ciclo diário que pode ser destacado, ainda na Figura 28, é observado no dia 10 de janeiro, com picos secundários pela manhã e máxima precipitação a partir das 18 HL em todas as estações, atingindo aproximadamente 30 mm na estação localizada em Manaus; no qual, segundo o Boletim Técnico do CPTEC/INPE, a presença de um cavado sobre o interior do Amazonas em combinação com um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) resultou em convergência para a camada mais baixa da troposfera, que aliado à termodinâmica favorável gerou nebulosidade e atividade convectiva nesta região (BOLETIM TÉCNICO, 10/01/2014).

O ciclo diário da precipitação referente ao dado observado INMET e o simulado pelo modelo para o mesmo período de estudo é mostrado na Figura 29. Nesta figura, essencialmente, observa-se o comportamento da precipitação simulada nos três experimentos para a convecção profunda, e principalmente, quanto a convecção devido aos cúmulos congestos para os experimentos ajustados. Percebe-se, claramente, que o modelo BRAMS apresentou, após o ajuste em seu código, uma independência em gerar a nova convecção por  $TCu$ , não sendo linear com a convecção profunda, já que há dias com a presença de ambos e dias somente com a presença de convecção profunda.

Figura 28 – Ciclo diário da precipitação observada para as seis estações automáticas pertencentes ao INMET para os dias 04 a 12 de janeiro de 2014.

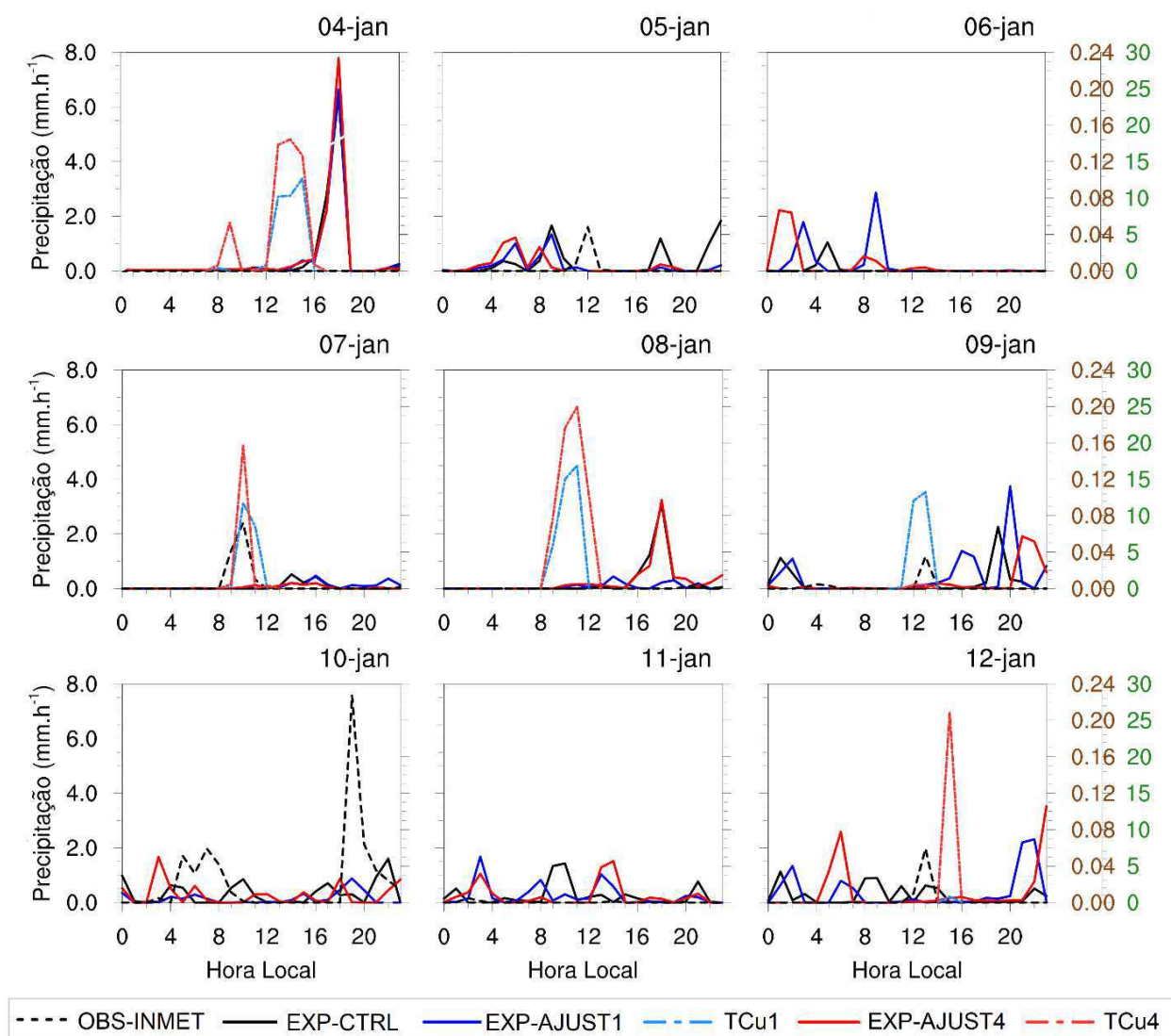


No geral, observa-se na Figura 29, que as convecções devido os  $TCu$  para as simulações EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 [denominadas como  $TCu1$  e  $TCu4$ , com menor e maior valor do coeficiente de conversão de água de nuvem em chuva ( $c_0$ )], conseguiram representar qualitativamente o padrão da precipitação para alguns dias, simulando o pico

máximo da precipitação observada na estação INMET entre as 8 e 12 HL, no dia 07 de janeiro; e, entre as 12 e 14 HL no dia 09 de janeiro, apesar da precipitação ter sido, claramente, subestimada pelo modelo. Em contrapartida, observa-se dias em que não houve precipitação observada, mas o modelo simulou tanto a precipitação profunda como a convecção por *TCu*, em ambos os experimentos, como foi o caso dos dias 06, 08 e 11 de janeiro. Quanto ao dia 05 e 12 de janeiro, observa-se que o modelo simulou em ambos os experimentos precipitação na madrugada e início da manhã no dia 05, sendo que o observado somente ocorreu entre 11-13 HL, porém vê-se a diminuição da precipitação no decorrer do dia para os experimentos ajustados em comparação ao EXP-CTRL, assim como no dia 12, com precipitação observada das 11 às 14 HL da estação INMET, com o EXP-CTRL simulando chuva nesta hora, mas o EXP-AJUST4 representou de estar defasado, com a ocorrência da precipitação das 14 até as 16 HL.

Para o dia 10 de janeiro, dia que houve a precipitação mais intensa observada, vê-se que ambos os experimentos não simularam a precipitação ocorrida neste dia, principalmente com relação a intensidade do pico máximo observado às 19 HL. Atenta-se, sobretudo, de forma qualitativa aos experimentos ajustados, principalmente ao EXP-AJUST1, que representou o padrão mais próximo do ciclo diário observado. Observa-se que este simulou dois picos de precipitação pela manhã, entre 03 e 08 HL, apesar do tempo de duração ter sido menor do que a precipitação observada (04-10 HL); e, ao contrário dos demais experimentos, não gerou precipitação entre a manhã e o início da tarde, apenas observando-se um mínimo de precipitação às 15 HL, culminando com o pico máximo às 19 HL, apesar de ter antecipado, também, em uma hora o início da precipitação, estando mais condizente com o observado. Quanto ao EXP-AJUST4, apesar de ter gerado menos precipitação que o EXP-CTRL, ainda assim, gerou um pico de precipitação a mais do que o EXP-AJUST1 entre as 10 e 13 HL; além disso, este se mostrou mais defasado com relação aos picos de precipitação gerados no decorrer do dia, porém, quanto a quantidade, apresentou volumes maiores nos dois primeiros picos pela manhã do que o EXP-AJUST1.

Figura 29 – Ciclo diário da precipitação simulada com o modelo BRAMS e da observada a partir da estação INMET de Manaus para os dias 04 a 12 de janeiro de 2014. Os valores no eixo esquerdo referem-se à precipitação devido a convecção profunda para os experimentos EXP-CTRL, EXP-JUST1 e EXP-AJUST4, os valores destacados na cor marrom (eixo direito) referem-se à precipitação devido os cúmulos congestos resultante dos experimentos EXP-JUST1 e EXP-AJUST4 (TCu1, TCu4), enquanto os valores destacados na cor verde (também no eixo direito) referem-se à precipitação observada (OBS-INMET).



O ciclo diário da precipitação acumulada simulada pelo modelo em comparação ao observado é mostrado na Figura 30. Verifica-se que os experimentos subestimaram em ~51,8% a precipitação acumulada observada, atingindo um acumulado máximo de 53 mm, com a diferença de poucos milímetros entre os experimentos, em comparação aos 110 mm observados na estação INMET. Também se observa um padrão mais próximo do ciclo diário

da precipitação acumulada observada com o experimento EXP-AJUST4, apesar de se mostrar defasado com relação ao horário. Nota-se, além disso, o aumento do acumulado de chuva com o EXP-AJUST4 comparado ao EXP-CTRL, enquanto o EXP-AJUST1 se mantém abaixo no decorrer do ciclo diário. Como mostrado na Tabela 7, tanto o experimento controle como os experimentos ajustados subestimaram a precipitação em comparação a estação do INMET, verificando-se também que o EXP-AJUST4 subestimou em apenas 0,264 mm.h<sup>-1</sup>, e que neste caso, o EXP-CTRL teve uma diferença menor do que o comparado ao EXP-AJUST1. Em contrapartida, foi este experimento que obteve o menor erro comparado ao observado, com RMSE de 0,54 mm.h<sup>-1</sup>, enquanto o experimento controle 0,56 mm.h<sup>-1</sup> e o experimento mais forte com 0,59 mm.h<sup>-1</sup>. Assim como, nota-se, que ao contrário do que foi visto na área do radar, a correlação entre os experimentos e a precipitação foi negativa para o EXP-AJUST4 (-0,11) e positiva para EXP-AJUST1 (0,07) e EXP-CTRL (0,03), não apresentando significância estatística, com p-valor baseado no teste-t maior que o nível de significância de 0,05.

Figura 30 – Ciclo diário da precipitação acumulada (plotagem do último dia, 12 de janeiro) para os experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 comparados com o observado da estação INMET de Manaus.

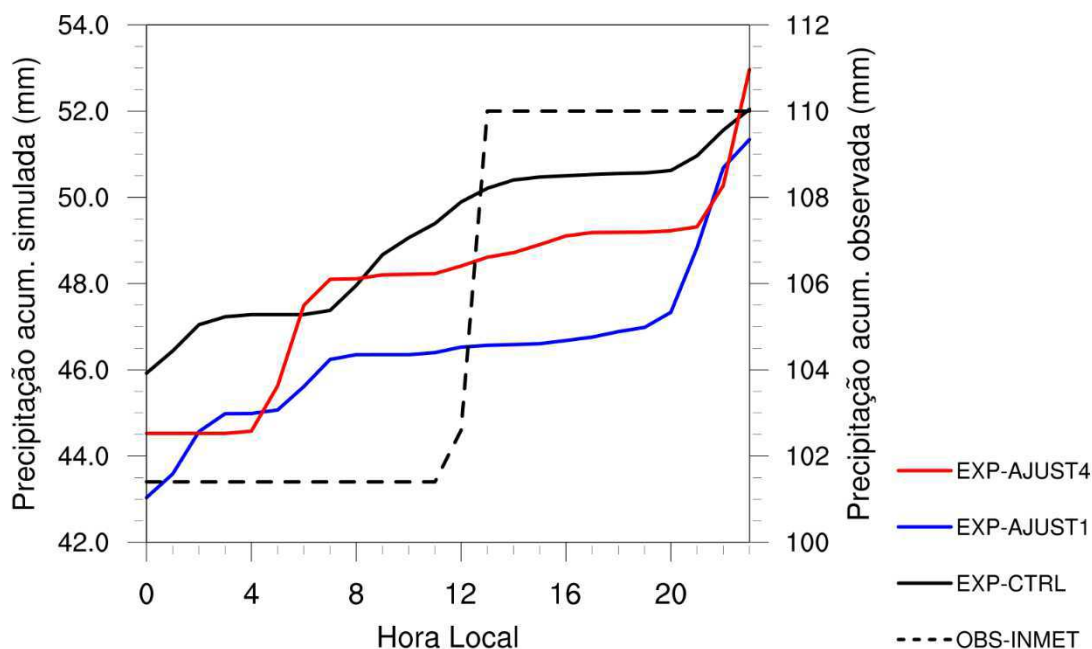
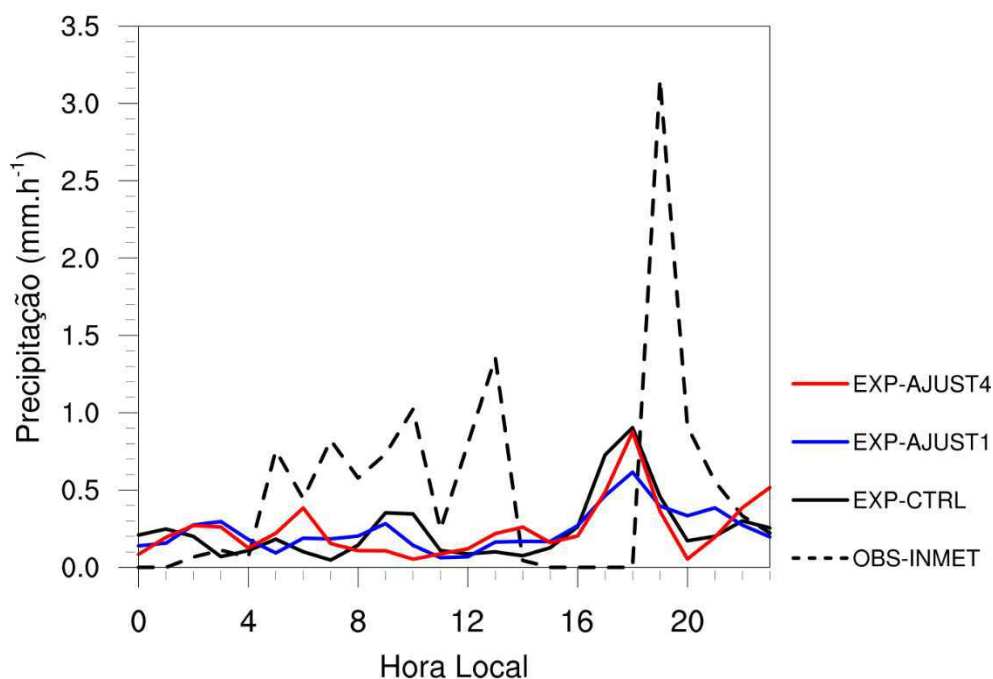


Figura 31 – Ciclo horário médio da precipitação simulada nos experimentos EXP-CTRL, EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 e observada a partir da estação INMET de Manaus para todo o período de 04 a 12 de janeiro de 2014.



Na Figura 31, similar a Figura 11, é apresentado o ciclo diário médio da precipitação total prevista pelo modelo BRAMS em comparação a precipitação observada INMET para todo o período analisado. Como um complemento à Figura 30, verifica-se que na média o modelo não reproduz o padrão observado (OBS-INMET), todavia como mencionado anteriormente, como não há uma regularidade apenas das chuvas observadas no período da tarde, é visto, na média, que houve a ocorrência de picos secundários de precipitação observada entre 04 e 14 HL e um máximo de 3,16 mm.h<sup>-1</sup> às 19 HL, mas que nenhum dos experimentos registrou este valor.

Na Figura 32, observa-se que a mediana entre os experimentos foram semelhantes, assim como apresentaram pouca variabilidade e maior homogeneidade dos valores de precipitação, com máximo de precipitação visto de 0,90 mm.h<sup>-1</sup> no EXP-CTRL; assim como verifica-se em ambos a presença de valores extremos, no caso, comparados aos valores médios com praticamente um mínimo de precipitação, alguma hora com precipitação a mais foi considerado como *outlier*.

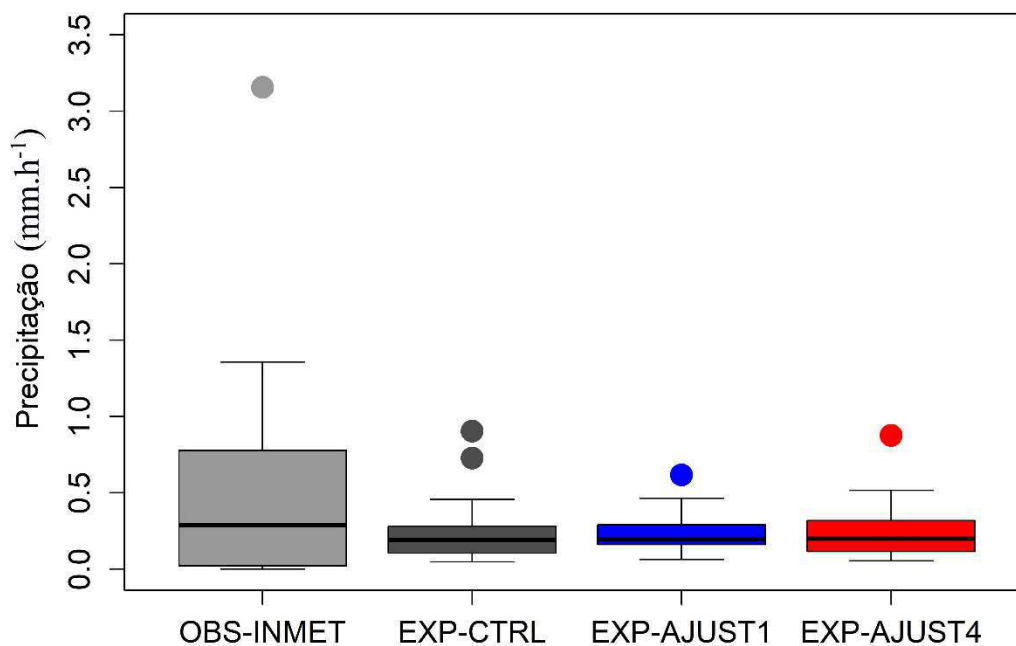
Figura 32 – *Boxplot* resultante do ciclo horário médio de cada experimento e observado INMET.

Tabela 7 – Resumo estatístico dos experimentos e observado INMET.

	OBS-INMET	EXP-CTRL	EXP-AJUST1	EXP-AJUST4
<b>Mínimo</b>	0,000	0,047	0,063	0,053
<b>1° Quartil</b>	0,033	0,106	0,162	0,117
<b>Mediana</b>	0,289	0,191	0,193	0,199
<b>Média</b>	0,509	0,241	0,238	0,245
<b>3° Quartil</b>	0,767	0,272	0,286	0,294
<b>Máximo</b>	31,560	0,903	0,616	0,875
<b>Viés</b>	-	-0,268	-0,272	-0,264
<b>RMSE</b>	-	0,561	0,535	0,586
<b>r</b>	-	0,031	0,066	-0,106
<b>p-valor (teste-t)</b>	-	0,079	0,070	0,070



## 5 CONCLUSÕES

Neste trabalho, investigou-se detalhadamente o impacto de um ajuste no código do modelo BRAMS, quanto à transição de cúmulos rasos para congestos antes da formação da convecção profunda, com o modelo sendo dotado da capacidade de produzir alguma precipitação após atingir o estágio de cúmulos congestos. A motivação do trabalho foi a necessidade de se melhorar a simulação do ciclo diurno da precipitação convectiva, uma vez que é visto a antecipação precoce da mesma nos modelos em comparação ao observado, como consequência da ausência de processos físicos nas parametrizações de convecção e a própria complexidade dos mecanismos que ocorrem dentro das nuvens convectivas, como a representação mais correta da transição de cúmulos rasos para cúmulos profundos, para aumentar assim, a confiança nas simulações, em especial, na Região Amazônica, que ainda é carente de estudos nesta linha de pesquisa.

O efeito do ajuste no código do modelo foi visto a partir da análise do ciclo diário médio da precipitação convectiva e dos perfis verticais de aquecimento e secagem para a convecção rasa, convecção devido cúmulos congestos (*TCu*) e convecção profunda, para além do impacto líquido nos perfis médios da temperatura potencial e da razão de mistura para uma região do Amazonas, na qual abrange a área do radar meteorológico localizado na cidade de Manaus para o início do período chuvoso da região.

Uma vez analisado a atividade convectiva dos *TCu*, dado ao novo ajuste no modelo BRAMS, que passa a considerar a característica física dessa nuvem na transição da convecção rasa para profunda, no esquema de convecção rasa proposto por Souza (1999), concluiu-se que:

- Os *TCu* atuaram entre os níveis de 850 e 700 hPa, com os máximos e mínimos valores das taxas de aquecimento e secagem em aproximadamente 2 km de altura às 10 HL, estendendo-se até 16 HL. Há uma simetria entre estes, com aquecimento e secagem máximos de  $1,7 \text{ k.dia}^{-1}$  e  $-0,70 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$  para o EXP-AJUST4 e de  $1 \text{ k.dia}^{-1}$  e  $-0,30 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$  para o EXP-AJUST1, com essa diferença entre os experimentos devido a sensibilidade dos cúmulos congestos a intensidade da conversão de água de nuvem em água de chuva ( $c_o$ ).

- Diferenças significativas ocorreram nas tendências dos perfis de aquecimento e secagem da convecção rasa após o ajuste no código. Foi observado intensificação e deslocamento dos máximos valores de aquecimento e secagem, observado entre 09 e 10 HL no experimento controle, para às 11 HL nos experimentos ajustados, com a diferença maior observada no EXP-AJUST1 que no EXP-AJUST4 neste horário, e o contrário ocorreu no período da tarde por volta das 15 HL, sendo bem mais intensa no EXP-AJUST4. Portanto, o efeito da precipitação produzida pelos  $TCu$ , causou um impacto positivo na convecção rasa, cuja parte da precipitação usada para molhar e resfriar a superfície, gerou o aumento dos fluxos de calor, principalmente do calor latente, conseqüentemente o aumento do suprimento de umidade nos níveis mais baixos da atmosfera, que favoreceu a formação de novos cúmulos rasos mais intensos, e a diferença final na média entre EXP-AJUST1 e EXP-AJUST4 (máximos de  $\sim 1,2 \text{ K.dia}^{-1}$  e  $\sim -1,1 \text{ g.kg}^{-1}.\text{dia}^{-1}$ ) foi pequena, embora a diferença entre eles e o experimento controle foi apreciável.

- Exatamente pela manhã e antes do meio-dia local, a máxima atuação dos  $TCu$  reduziu substancialmente a precipitação convectiva final entre 08 e 12 HL, principalmente no experimento EXP-AJUST4 do que em EXP-AJUST1, uma vez que estabilizaram o ambiente momentaneamente, atrasando assim, a formação de convecção profunda. Essa diferença final entre os experimentos se deu, também, pela diferença do  $c_0$  empregado nestes experimentos, com valores de  $c_0 = 4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$  e  $c_0 = 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ , respectivamente relacionados com um limiar de precipitação por congestos mais forte e mais fraco.

- A transição dos  $TCu$  para a convecção profunda foi evidente a partir das 13 HL ocorrendo acima de 3 km, na qual pré-condicionaram a baixa atmosfera, culminando com a máxima atividade convectiva profunda entre 16 e 19 HL no EXP-AJUST4 em comparação com os demais experimentos, apesar que neste experimento a nuvem  $Cb$  foi menos profunda e intensa ( $\sim 9 \text{ km}$ ;  $0,8 \text{ K.h}^{-1}$ ) que o observado no EXP-CTRL ( $\sim 10 \text{ km}$ ;  $0,9 \text{ K.h}^{-1}$ ).

- Quanto ao impacto líquido, a diferença de comportamento na estabilidade vertical ficou evidente neste estudo. O efeito líquido foi de mais aquecimento nos baixos níveis e

mais resfriamento nos níveis médios da atmosfera; para além, abaixo de 700 hPa houve predominância de umedecimento, devido ao aumento da razão de mistura nos experimentos com ajuste em comparação ao experimento controle durante a marcha diurna. No caso, o aumento da intensidade da convecção rasa atuou no sentido de secar em baixos níveis e umedecer ainda mais as camadas acima, somando ao efeito dos congestos, evidenciando o transporte vertical de ar úmido para cima.

- O início da precipitação convectiva final foi adiado em comparação aos demais experimentos, apesar de pouca a diferença, além do que, mostrou-se exatamente essa eliminação da antecipação da convecção no período da manhã, que é o resultado desejado de acordo com as observações.

- O efeito do ajuste no código do modelo no ciclo diário da precipitação média da área do radar mostrou que os experimentos ajustados tiveram uma boa correlação com significância estatística de 95%, à vista disso, representaram melhor o comportamento observado, na média, ora com o EXP-AJUST1 obtendo os melhores resultados, por ter seus máximos no mesmo horário que o observado entre 13 e 14 HL, ora o EXP-AJUST4 com seu padrão mais próximo do observado no final da manhã como à noite. No entanto, ambos os experimentos não conseguiram estimar a magnitude dos valores de precipitação, pois a subestimaram (viés negativo).

Para trabalhos futuros fica a sugestão de calcular separadamente os efeitos da convecção rasa e dos cúmulos congestos, e também estudar o efeito desta interação através da análise de fatores que possa atestar o efeito da interação não linear entre esses tipos de nuvens. Para além, de testar a interação da convecção cúmulos com outras parametrizações, tais como superfície e turbulência.

## REFERÊNCIAS

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

ADAMS, D. K.; FERNANDES, R. M.; HOLUB, K. L.; *et al.* The Amazon Dense GNSS Meteorological Network: A New Approach for Examining Water Vapor and Deep Convection Interactions in the Tropics. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, p. 2151-2165, 2015.

ADAMS, D. K.; BARBOSA, H. M. J.; LOS RÍOS, K. P. G. de. A Spatiotemporal Water Vapor–Deep Convection Correlation Metric Derived from the Amazon Dense GNSS Meteorological Network. **Monthly Weather Review**, v. 145, p. 279-288, 2017.

AHRENS, C. D. **Meteorology today**: an introduction to weather, climate, and the environment. Cengage Learning, 9° ed., p. 621, 2009.

ALBRECHT, B. A.; RAMANATHAN, V.; BOVILLE, B. A. The Effects of cumulus moisture transports on the simulation of climate with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n.21, p. 2443-2462, 1986.

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. **Glossary of Meteorology**. Disponível em: <<http://glossary.ametsoc.org>>. Acesso em: 20 de maio de 2014.

ANBER, U.; GENTINE P.; WANG, S. G.; SOBEL, A. H. Fog e rain in the Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v.112 (37), p. 11473-11477, 2015.

ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F. de; KAYANO, M. T.; CANDIDO, L. A. Seasonal anomalous rainfall in the central e eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. **International Journal of Climatology**, v.32, p.1193-1205, 2012.

ANGELIS, C. F.; MCGREFOR, G. R.; KIDD, C. Diurnal cycle of rainfall over the Brazilian Amazon. **Climate Research**, v. 26, p. 139-149, 2004.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment: Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 674-701, 1974.

BACK, L. E.; BRETHERTON, C. S. The relationship between wind speed and precipitation in the Pacific ITCZ. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4317-4328, 2005.

BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; BELJAARS, A.; *et al.* The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. **Quarterly Journal of**

**the Royal Meteorological Society**, v. 131, p. 3119-3137, 2004.

BECHTOLD, P.; SEMANE, N.; LOPEZ, P.; *et al.* Representing Equilibrium and Nonequilibrium Convection in Large-Scale Models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, p. 734-753, 2014.

BECHTOLD, P. **Atmospheric moist convection**. Meteorological Training Course Lecture Series, ECMWF, 2017.

BERANOVÁ, R.; KYSELÝ, J.; HANEL, M. Characteristics of sub-daily precipitation extremes in observed data and regional climate model simulations. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 132, Issue 1-2, p. 515-527, 2018.

BETTS, A. K. A new convection adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, p. 677-691, 1986.

BETTS, A. K. Non-precipitating cumulus convection and its parametrization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 100, p. 469-471, 1973.

BETTS, A. K.; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20.8045, 2002.

BETTS, A. K.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BALL, J. H. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondonia during the rainy season. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. LBA 32-1-LBA 32-14, 2002.

BEST, M.; PRYOR, M.; CLARK, D.; *et al.* The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description. Part 1: Energy and water fluxes. **Geoscientific Model Development**, v. 4, p. 677-699, 2011.

BRENOWITZ, N. D.; MAJDA, A.; YANG, Q. The Multiscale Impacts of Organized Convection in Global 2-D Cloud-Resolving Models. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 10, 2009-2025, 2018.

BOING, S. J.; JONKER, H. J. J.; SIEBESMA, A. P.; GRABOWSKI, W. W. Influence of the Subcloud Layer on the Development of a Deep Convective Ensemble. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, p. 2682-2698, 2012.

BOYLE, J.; KLEIN, S. A.: Impact of horizontal resolution on climate model forecasts of tropical precipitation and diabatic heating for the TWP-ICE period. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D23113, 2010.

BRAMS. **Model Description**. [Online]. Disponível em: <http://brams.cptec.inpe.br>. Acesso em: março de 2018.

BURLEYSON, C. D.; FENG, Z.; HAGOS, S. M.; *et al.* Spatial Variability of the

Background Diurnal Cycle of Deep Convection around the GoAmazon2014/5 Field Campaign Sites. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, p. 1579-1598, 2016.

CAI, Q.; ZHANG, G. J.; ZHOU, T. Impacts of Shallow Convection on MJO Simulation: A Moist Static Energy and Moisture Budget Analysis. **Journal of Climate**, v. 26, p. 2417-2431, 2013.

CAVALCANTI, E. P. **Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil**. 112f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2001.

CECCHINI, M. A.; MACHADO, L. A. T.; WENDISCH, M.; *et al.* Illustration of microphysical processes in Amazonian deep convective clouds in the gamma phase space: introduction and potential applications. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, p. 14727-14746, 2017.

CHAKRABORTY, S.; SCHIRO, K. A.; FU, R.; NEELIN, J. D. On the role of aerosols, humidity, and vertical wind shear in the transition of shallow-to-deep convection at the Green Ocean Amazon 2014/5 site. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, p. 11135-11148, 2018.

CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 25, p. 289-321, 1983.

CHENG, B.; CULLEN, M. J. P.; ESLER, J. G.; *et al.* A model for moist convection in an ascending atmospheric column. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 143, p. 2925-2939, 2017.

CIFELLI, R.; CAREY, L.; PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. An ensemble study of wet season convection in southwest Amazonia: Kinematics and implications for diabatic heating. **Journal of Climate**, v. 17, p. 4692-4707, 2004.

COTTON, W. R.; PIELKE SR., R. A.; WALKO, R. L.; *et al.* RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, p. 5-29, 2003.

COLLIER, J. C.; BOWMAN, K. P. Diurnal cycle of tropical precipitation in a general circulation model. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, D17105, 2004.

COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S). **ERA5**: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 2017. Disponível em: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>.

CHABOUREAU, J. P.; GUICHARD, F. J.; REDELSPERGER L.; LAFORE, J. P. The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. **Quarterly Journal**

of the **Royal Meteorological Society**, v. 130, p. 3105-3117, 2004.

CLARK, D. B.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; *et al.* The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 701-722, 2011.

CORTÉS-HERNÁNDEZ, V. E.; ZHENG, F.; EVANS, J.; *et al.* Evaluating regional climate models for simulating sub-daily rainfall extremes. **Climate Dynamics**, v. 47, p. 1613-1628, 2016.

DAI, A.; TRENBERTH, K. E. The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. **Journal of Climate**, v. 17, p. 930-951, 2004.

DAI, A. Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. **Journal of Climate**, v.19. ed.18, p. 4605-4630, 2006.

DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 18, p. 495-527, 1980.

DEL GENIO, A. D.; KOVARI, W. Climatic properties of tropical precipitating convection under varying environmental conditions. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2597-2615, 2002.

DEL GENIO, A. D.; CHEN, Y.; KIM, D.; YAO, M.-S. The MJO Transition from shallow to deep convection in CloudSat/CALIPSO data and GISS GCM simulations. **Journal of Climate**, v. 25, p. 3755-3770, 2012.

DERBYSHIRE S. H.; BEAU, I.; BECHTOLD, P.; *et al.* Sensitivity of moist convection to environmental humidity. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, p. 3055-3080, 2004.

ENGERER, N. A.; STENSRUD, D. J.; CONIGLIO, M. C. Surface Characteristics of Observed Cold Pools. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 4839-4849, 2008.

EVANS J.; WESTRA S. Investigating the mechanisms of diurnal rainfall variability using a regional climate model. **Journal of Climate**, v. 25(20), p. 7232-7247, 2012.

FIGUEIRA, W. S. **Efeito da remoção de umidade da camada limite planetária no desenvolvimento de cúmulos rasos e profundos**. 91 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2015.

FOWLER, L. D.; SKAMAROCK, W. C.; GRELL, G. A.; *et al.* Analyzing the Grell–Freitas Convection Scheme from Hydrostatic to Nonhydrostatic Scales within a Global Model. **Monthly Weather Review**, doi:10.1175/MWR-D-15-0311.1, in press, 2016.

FRASSONI, A.; CASTILHO, D.; RIXEN, M.; *et al.* Building the next generation of climate modelers: scale-aware physics parameterization and the -Grey Zone- challenge.

**Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, p. BAMS-D-18-0145.1, 2018.

FREIRE, J.L.M.; DE FREITAS, S.R.; COELHO, C.A.D.S. Calibração do modelo regional BRAMS para a previsão de eventos climáticos extremos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, pp. 158-170, 2015.

FREITAS, S. R.; PANETTA, J.; LONGO, K. M.; *et al.* The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical areas. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 10, pp. 189-222, 2017.

FREITAS, S. R.; GRELL, G. A.; MOLOD, A.; *et al.* Assessing the Grell-Freitas convection parameterization in the NASA GEOS modeling system. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 10, p. 1266-1289, 2018.

FRIEDL, M.; SULLA-MENASHE, D. MCD12Q1 MODIS / Terra + Aqua Tipo de Cobertura Anual L3 Global 500m Rede SIN V006 [Conjunto de dados]. **NASA EOSDIS Land Processes DAAC**, 2019.

GEVAERD, R.; FREITAS, S. R. Estimativa operacional da umidade do solo para inicialização de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 1-15, 2006.

GIANGRANDE, S. E.; TOTO, T.; JENSEN, M. P.; *et al.* Convective cloud vertical velocity and mass-flux characteristics from radar wind profiler observations during GoAmazon2014/5. **Journal of Geophysical Research**, v. 121, p. 891-913, 2016.

GIANGRANDE, S. E.; FENG, Z.; JENSEN, M. P.; *et al.* Cloud characteristics, thermodynamic controls and radiative impacts during the Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5) experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, p. 14519-14541, 2017.

GIANOTTI, R. L.; DONGFENG, Z.; ELFATIH A. B. E. Assessment of the Regional Climate Model Version 3 over the Maritime Continent Using Different Cumulus Parameterization and Land Surface Schemes. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 638-656, 2012.

GRABOWSKI, W. W.; YANO, J.-I.; MONCRIEFF, M. W. Cloud-resolving modeling of tropical circulations driven by large-scale SST gradients. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, p. 2022-2039, 2000.

GRABOWSKI, W. W. Coupling cloud processes with large-scale dynamics using the Cloud-Resolving Convection Parameterization (CRCP). **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 978-997, 2001.

GRABOWSKI, W. W. MJO-like coherent structures: Sensitivity simulations using the



Cloud-Resolving Convection Parameterization (CRCP). **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 847-864, 2003.

GRABOWSKI, W. W.; BECHTOLD, P.; CHENG, A.; *et al.* Daytime convective development over land: A model intercomparison based on LBA observations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, p. 317-344, 2006.

GRELL, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterizations. **Monthly Weather Review**, v.121, p.764-787, 1993.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 1693, 2002.

GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmospheric Chemistry and Physics** (Online), v. 14, p. 5233-5250, 2014.

GRIMM, A. M. **Meteorologia Básica**: notas de aula. Primeira versão eletrônica – setembro de 1999. Disponível em: <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/>>. Acesso em março de 2017.

GRUPO DE ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA (ELAT). **Estágios da Tempestade**. Copyright © INPE. Disponível em: <<http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/tempestades/evolucao.php>>. Acesso em março de 2017.

GUICHARD, F.; PETCH, J. C.; REDELSPERGER, J.-L.; *et al.* Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3139-3172, 2004.

HAGOS, S.; FENG, Z.; LANDU, K.; LONG, C. N. Advection, moistening, and shallow-to-deep convection transitions during the initiation and propagation of Madden-Julian Oscillation. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 6, p. 938-949, 2014.

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

HOHENEGGER, C.; BROCKHAUS, P.; SCHÄR, C. Towards climate simulations at cloud-resolving scales. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 17, n. 4, p. 383-394, 2008.

HOHENEGGER, C.; STEVENS, B. Preconditioning Deep Convection with cumulus congestus. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, p. 448-464, 2013.

HOUSTON, A. L.; NIYOGI, D. The Sensitivity of Convective Initiation to the Lapse Rate

of the Active Cloud-Bearing Layer. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 3013-3032, 2007.

HILL, G. E. Factors Controlling the Size and Spacing of Cumulus Clouds as Revealed by Numerical Experiments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 646-673, 1974.

IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; *et al.* Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D13103, 2008.

JACOBSON, M. Z. **Cloud thermodynamics and dynamics**. In: Fundamentals of Atmospheric Modeling. New York, USA: Cambridge University Press, 2 ed. June 13, p. 598-644, 2005.

JOHNSON, R. H., RICKENBACH, T. M.; RUTLEDGE, S. A.; *et al.* Trimodal characteristics of tropical convection. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2397-2418, 1999.

JUNG, T.; BALSAMO, G.; BECHTOLD, P.; *et al.* The ECMWF model climate: Recent progress through improved physical parametrizations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 136, 1145-1160, 2010.

KAIN, J.S.; FRITSCH, J.M. The role of the convective “trigger function” in numerical forecasts of mesoscale convective systems. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, n. 14, p. 93-106, 1992

KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. Amazonia and Global Change. **Geophysical Monograph Series**, v. 186, p. 1-565, 2009.

KENDON, E. J.; ROBERTS, N. M.; SENIOR, C. A.; ROBERTS, M. J. Realism of Rainfall in a Very High-Resolution Regional Climate Model. **Journal of Climate**. v. 25, p. 5791-5806, 2012.

KHAIROUTDINOV, M.; RANDALL, D. High-Resolution Simulation of Shallow-to-Deep Convection Transition over Land. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, p. 3421-3436, 2006.

KHOUIDER, B.; MAJDA, A. J. A simple multicloud parameterization for convectively coupled tropical waves. Part II: Nonlinear simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, p. 381-400, 2007.

KIKUCHI, K.; TAKAYABU, Y. N. The development of organized convection associated with the MJO during TOGA-COARE IOP: Trimodal characteristics. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L10101, 2004.

KIKUCHI, K.; WANG, B. Diurnal precipitation regimes in the global tropics. **Journal of Climate**, v. 21, p. 2680-2696, 2008.

- KLEMP, J. B.; WILHELMSON, R. B. The Simulation of Three-Dimensional Convective Storm Dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 1070-1096, 1978.
- KUANG Z.; C. BRETHERTON. A mass-ux scheme view of a high-resolution simulation of a transition from shallow to deep cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, p. 1895-1909, 2006.
- KUMAR, V. V.; PROTAT, A.; JAKOB, C.; MAY, P. T. On the Atmospheric Regulation of the Growth of Moderate to Deep Cumulonimbus in a Tropical Environment. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, p. 1105-1120, 2014.
- KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 1232-1240, 1974.
- LEE, J. M.; ZHANG, Y.; KLEIN, S. A. The Effect of Land Surface Heterogeneity and Background Wind on Shallow Cumulus Clouds and the Transition to Deeper Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 76, p. 401-419, 2019.
- LILLY, D. K. On the numerical simulation of buoyant convection. **Tellus**, v. 14, p. 148-172, 1962.
- LIMA, M. A.; WILSON, J.W. Convection storm initiation in a moist tropical environment. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 6, p. 1847-1864, 2008.
- LIN, Y.; DONNER, L. J.; PETCH, J.; *et al.* TWP-ICE global atmospheric model intercomparison: Convection responsiveness and resolution impact. **Journal of Geophysical Research**, 117, D9, 2012.
- LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; PIRRE, M.; *et al.* The chemistry CATT-BRAMS model (CCATT-BRAMS 4.5): a regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research. **Geoscientific Model Development**, v. 6, p. 1389, 2013.
- MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; LIMA, A. A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/ LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 8064, 2002.
- MACHADO, L. A.; SILVA DIAS, M. A.; MORALES, C.; *et al.* The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, p. 1365-1380, 2014.
- MACHADO, L. A. T.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; *et al.* Overview: Precipitation characteristics and sensitivities to environmental conditions during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 9, p. 6461-6482, 2018.
- MAPES, B. E. Convective inhibition, subgrid-scale triggering energy, and stratiform instability in a toy tropical wave model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, p.

1515-1535, 2000.

MARSHAM, J. H., DIXON, N.; GARCIA-CARRERAS, L.; *et al.* The role of moist convection in the West African monsoon system: Insights from continental-scale convection-permitting simulations. **Geophysical Research Letters**, 40, 1843-1849, 2013.

MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L. A. T.; *et al.* Introduction: Observations and Modeling of Green Ocean Amazon (GOAmazon 2014/15). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, p. 4785-4797, 2016.

MARTIN, S.T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L.; *et al.* The Green Ocean Amazon Experiment (GoAmazon2014/5) Observes Pollution Affecting Gases, Aerosols, Clouds, and Rainfall over the Rain Forest. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 5, p. 981-997, 2017.

MASUNAGA, H.; L'ECUYER, T. S.; KUMMEROW, C. D. Variability in the characteristics of precipitation systems in the tropical Pacific. Part I: Spatial structure. **Journal of Climate**, v. 18, p. 823-840, 2005.

MASUNAGA, H.; KUMMEROW, C. D. Observations of tropical precipitating clouds ranging from shallow to deep convective systems. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L16805, 2006.

MASUNAGA, H.; SUMI, Y. A toy model of tropical convection with a moisture storage closure. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 9, p. 647-667, 2017.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.20, p.851-857, 1986.

MINNIS, P.; HARRISON, E. F. Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part II: November 1978 cloud distributions. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, p. 1012-103, 1984.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. de O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 17, n.º 1, pp. 1-10, 2002.

MONCRIEFF, M. W.; LIU, C.; HSU, H. **Convective Dynamics Issues at ~10km grid-resolution**. In: Workshop on Representation of Sub-Grid Processes using Stochastic-Dynamic Models. Proceedings Reading: ECMWF, p. 91-105, 2005.

MONCRIEFF, M. W.; LIU, C.; BOGENSCHUTZ, P. Simulation, modeling, and dynamically based parameterization of organized tropical convection for global climate models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, p. 1363-1380, 2017.

MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; BONATTI, J. P.; *et al.* Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model: applications to numerical weather forecasting and the CO2 budget in South America. **Geoscientific**

**Model Development**, v. 6, p. 1243, 2013.

OOYAMA, K. A theory on parameterization of cumulus convection. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 49A, p. 744-756, 1971.

PEREIRA, L. G.; RUTLEDGE, S. A. Diurnal Cycle of Shallow and Deep Convection for a Tropical Land and an Ocean Environment and Its Relationship to Synoptic Wind Regimes. **Monthly Weather Review**, v. 134, p. 2688-2701, 2006.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; *et al.* A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. **Meteorological and Atmospheric Physical**, v. 49, p. 69-91, 1992.

PIELKE, R. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, v. 39, p. 151-177, 2001.

PIELKE, R. A. **Mesoscale meteorological modeling**. Academic Press, San Diego, CA: 2nd Edition, 676 pp. 2002.

PIELKE, R.A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. Academic Press, Boulder, Colorado: 3 ed., 2013.

PILON, R.; ZHANG, C.; DUDHIA, J. Roles of deep and shallow convection and microphysics in the MJO simulated by the Model for Prediction Across Scales. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 121, p. 10,575-10,600, 2016.

PLANT, R. S.; YANO, J.-I. The energy-cycle analysis of the interactions between shallow and deep atmospheric convection. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 64, p. 27-52, 2013.

RAUPP, C. F. M.; SILVA DIAS, P. L. Resonant wave interactions in the presence of a diurnally varying heat source. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, 2009.

RENNÓ, N. O.; INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 572-585, 1996.

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; *et al.* An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1609-1625, 2002.

RIO, C.; HOURDIN, F.; GRANDPEIX, J.-Y.; LAFORE, J.-P. Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. **Geophysical Research Letters**, v. 36, L07809, 2009.

ROCHA, V. M.; FRANCIS W. S. C., FONSECA, P. A. M. Reciclagem de Precipitação na Amazônia: Um Estudo de Revisão. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n.º 1, pp. 59-70, 2015.

- SAKAEDA, N.; KILADIS, G.; DIAS, J. The Diurnal Cycle of Tropical Cloudiness and Rainfall Associated with the Madden–Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 30, p. 3999-4020, 2017.
- SANTOS, E. B.; LUCIO, P.; SILVA, C. M. S. Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, p. n/a-n/a, 2014.
- SANTOS, E. B.; LUCIO, P.; SILVA, C. M. S. Trend analysis of daily precipitation in the Brazilian Amazon. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, pp. 1041-1052, 2015.
- SANTOS, E. B.; LUCIO, P.; SILVA, C. M. S. Synoptic patterns of atmospheric circulation associated with intense precipitation events over the Brazilian Amazon. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 128, p. 343-358, 2017.
- SANTOS, J. G. M. **Introdução ao climate data operators** (versão atualizada). São José dos Campos: INPE, versão: 2016-11-18. 67 p. Disponível em:<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3MQU4Q8>>. Acesso em: agosto de 2018.
- SANTOS e SILVA, C. M. **Simulação numérica do ciclo diário da precipitação sobre a bacia amazônica durante a estação chuvosa**. 181p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José do Campos, 2009.
- SANTOS E SILVA, C. M., GIELOW, R.; FREITAS, S. R. Diurnal and semidiurnal rainfall cycles during the rain season in SW Amazonia, observed via rain gauges and estimated using S-band radar. **Atmospheric Science Letters**, v. 10, p. 87-93, 2009.
- SANTOS E SILVA, C. M., FREITAS, S. R.; GIELOW, R. Numerical simulation of the diurnal cycle of rainfall in SW Amazon basin during the 1999 rainy season: the role of convective trigger function. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, p. 473-483, 2012.
- SANTOS E SILVA, C. M. Ciclo diário e semidiário de precipitação na costa norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 28, pp. 34-42, 2013.
- SARAIVA, I.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C. A. R.; SARAIVA, J. M. B. Regional variability of rain clouds in the Amazon basin seen by a network of weather radars. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, p. 2657-2675, 2016.
- SATYAMURTY, P.; COSTA, C. W.; MANZI, A. O.; CANDIDO, L. A. A quick look at the 2012 record flood in the Amazon Basin. **Geophysical Research Letters**, v. 40, 7 ed., p. 1396-1401, 2013.
- SATO, T.; YOSHIKANE, T.; SATOH, M.; *et al.* Resolution dependency of the diurnal cycle of convective clouds over the Tibetan Plateau in a mesoscale model. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 86A, p. 17-31, 2008.
- SATO, T.; MIURA, H.; SATOH, M.; *et al.* Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropics

Simulated in a Global Cloud-Resolving Model. **Journal of Climate**, v. 22, p. 4809-4826, 2009.

SCHULZ, H.; STEVENS, B. Observing the Tropical Atmosphere in Moisture Space. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 75, p. 3313-3330, 2018.

SCHEMENAUER, R. S., MACPHERSON, J. I., ISAAC, G. A., STRAPP, J. W. Canadian participation in HIPLE. **Atmospheric Environment Service**. Environment Canada. Report APRB 110 p. 34, 1980.

SCHUMACHER, C.; ZHANG, M. H.; CIESIELSKI, P. E. Heating structures of the TRMM field campaigns. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, p. 4289-4300, 2007.

SCHLEMMER, L.; HOHENEGGER, C. The formation of wider and deeper clouds as a result of cold-pool dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 2014.

SCHWITALLA, T; BAUER, H.S.; WULFMEYER, V; ZANGL, G. Systematic errors of QPF in low-mountain regions as revealed by MM5 simulations. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 17, n.º 6, p. 903-919, 2008.

SHEFFIELD, A. M.; SALEEBY, S. M.; VAN DEN HEEVER, S. C. Aerosol-induced mechanisms for cumulus congestus growth, **Journal of Geophysical Research**, v. 120, p. 8941-8952, 2015.

SHIN, D. W.; COCKE, S.; LAROW, T. E. Diurnal cycle of precipitation in a climate model. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, D13109, 2007.

SILVA, C. M. S.; FREITAS, S. R. Impacto de um mecanismo de disparo da convecção na precipitação simulada com o modelo regional BRAMS sobre a Bacia Amazônica durante a estação chuvosa de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, pp. 145-157, 2015.

SILVA DIAS, M.A.F. Meteorologia, desmatamento e queimadas na Amazônia: uma síntese de resultados do LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n.º 3a, pp. 190-199, 2006.

SILVA DIAS, M. A. F.; FISCH, G.; PLANA-FATTORI, A.; *et al.* Radiation, cloud, and climate interactions in SW Amazon during the DRY-TO-WET Transition Season/LBA. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11 April, **Geophysical Research Abstracts**, 2003.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; *et al.* Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, 2002a.

SILVA DIAS, M. A. F; PETERSEN, W.; DIAS, P. L. S; *et al.* A case study of convective organization into precipitating lines in the Southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research-atmospheres**. Washington: **American**

**Geophysical Union**, v. 107, n. D20, 2002b.

SKAMAROCK, W. C. Positive-definite and monotonic limiters for unrestricted-time-step transport schemes. **Monthly Weather Review**, v. 134, p. 2241-2250, 2006.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations I: the basic experiment. **Monthly Weather Review**, v. 91, p. 99-164, 1963.

SOUZA, E. P. **Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na Região Amazônica**. 121f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

SOUZA, E. P.; SILVA, E. M. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala: Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, pp. 33-42, 2003.

SOUZA, E. P.; LOPES, Z. F.; ARAUJO, T. L. Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com ênfase no ciclo diário do balanço de energia à superfície na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, nº 2, pp. 158-167, 2009.

STIRLING, A. J.; STRATTON, R. A. Entrainment processes in the diurnal cycle of deep convection over land. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, p. 1135-1149, 2012.

STRATTON, R. A.; STIRLING, A. J. Improving the diurnal cycle of convection in GCMs. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, p. 1121-1134, 2011.

STRONG, C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BETTS, A.K. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in southwestern Amazonia. **Journal Applied Meteorological**, v. 44, p. 1607-1619, 2005.

TAKAYABU, Y. N.; YOKOMORI, J.; YONEYAMA, K. A diagnostic study on interactions between atmospheric thermodynamic structure and cumulus convection over the tropical western Pacific Ocean and over the Indochina peninsula. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 84, p. 151-169, 2006.

TAKAYABU, Y. N.; SHIGE, S.; TAO, W.-K.; HIROTA, N. Shallow and deep latent heating modes over tropical oceans observed with TRMM spectral latent heating data. **Journal of Climate**, v. 23, p. 2030-2046, 2010.

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, p. 3574-3584, 2014.

TANG, S.; XIE, S.; ZHANG, Y.; *et al.* Large-scale vertical velocity, diabatic heating and drying profiles associated with seasonal and diurnal variations of convective systems observed in the GoAmazon2014/5experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16,



p.14249-14264, 2016.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research**, v.106, n.7, p. 7183-7192, 2001.

THOMPSON, G.; EIDHAMMER, T. A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, p. 3636-3658, 2014.

TIAN, B.; HELD, I. M.; LAU, N.-C.; SODEN, B. J. Diurnal cycle of summertime deep convection over North America: A satellite perspective. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, D08108, 2005.

TOMPKINS, A. M. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of water vapor. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 529-545, 2001a.

TOMPKINS, A. M. On the relationship between tropical convection and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 14, p. 633-637, 2001b.

TOMPKINS, A. M. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 1650-1672, 2001c.

TOMPKINS, A. **Atmospheric Convection**. In: Atmospheric Physics. Trieste, Italy: ICTP, version release date: May 3, p. 39-64, 2017.

TOMPKINS, A. M.; SEMIE, A. G. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: Role of updraft entrainment. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 9, p. 1046-1068, 2017.

TOON, O. B.; MCKAY, C. P.; ACKERMAN, T. P.; SANTHANAM, K. Rapid Calculation of Radiative Heating Rates and Photodissociation Rates in Inhomogeneous Multiple Scattering Atmospheres. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p. 16287-16301, 1989.

TOTA, J.; FISCH, G.; FUENTES, J.; *et al.* Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999 – Projeto TRMM/LBA. **Acta Amazônica**. v. 30 (4), p. 629-639, 2000.

TREMBACK, C.; POWELL, J.; COTTON, W.; PIELKE, R. The forward-in-time upstream advection scheme: Extension to higher orders. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 540-555, 1987.

TREMBACK, C. J. **Numerical simulation of a mesoscale convective complex: model development and numerical results**. Ph.D. dissertation, Atmos. Sci. Paper No. 465, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO 80523, 247 p., 1990.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The Colorado State University three-dimensional

cloud/mesoscale model, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. **Journal de Recherches Atmospheriques**, v. 16(3), p. 185-219, 1982.

TUKEY, J.W. **Exploratory Data Analysis**. Reading, Mass., Addison-Wesley, 688 pp, 1977.

VASCONI, M., MONTANI, A.; PACCAGNELLA, T. Sensitivity of forecast skill to the parameterization of moist convection in a limited-area ensemble forecast system. **Nonlinear Processes Geophysics**. Discuss, in review, 2018.

WAITE, M. L.; KHOUIDER, B. The deepening of tropical convection by congestus preconditioning. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, p. 2601-2615, 2010.

WALCEK, C. J. Minor flux adjustment near mixing ratio extremes for simplified yet highly accurate monotonic calculation of tracer advection. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 9335-9348, 2000.

WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; HERTENSTEIN, R. F. A. **RAMS - The Regional Atmospheric Modeling System**. Fort Collins, 1995.

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; *et al.* Coupled atmosphere-biophysicshydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, pp. 931–944. 2000.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: an introductory survey**. New York: Academic Press, International Geophysics Series, v. 92, p. 504, 2006.

WANG, Y.; ZHOU, L.; HAMILTON, K. Effect of convective entrainment/entrainment on the simulation of the tropical precipitation diurnal cycle. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 567-585, 2007.

WANG, J.; CHAGNON, F.J.F.; WILLIAMS, E.W.; *et al.* Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology. **Proceedings of the National Academy of Science of the United States of América**, v.106, n. 10, p. 3670-3674, 2009.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. **Characteristics of Isolated Convective Storms**. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston, MA: American Meteorological Society, p. 331-358, 1986.

WICKER, L. J.; SKAMAROCK, W. C. A time-splitting scheme for the elastic equations incorporating second-order Runge-Kutta time differencing. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1992-1999, 1998.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2 ed. Academic Press: London, v. 100, 2006.

WOOD, R. E BRETHERTON, C. S. On the Relationship between Stratiform Low Cloud Cover and Lower-Tropospheric Stability. **Journal of Climate**, v. 19, p. 6425–6432, 2006.

WU, Z. A shallow CISK, deep equilibrium mechanism for the interaction between large-scale convection and circulation in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 377-392, 2003.

WU, C.-M.; STEVENS, B.; ARAKAWA, A. What Controls the Transition from Shallow to Deep Convection? **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, p. 1793-1806, 2009.

YANG, G.-Y.; SLINGO, J. The diurnal cycle in the tropics. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 784-801, 2001.

YANG, Q.; MAJDA, A. J. Upscale Impact of Mesoscale Disturbances of Tropical Convection on Convectively Coupled Kelvin Waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 75:1, p. 85-111, 2018.

YANG, S.; SMITH, E. A. Mechanisms for Diurnal Variability of Global Tropical Rainfall Observed from TRMM. **Journal of Climate**, v. 19, p. 5190-5226, 2006.

YANG, S.; SMITH, E. A. Convective–Stratiform Precipitation Variability at Seasonal Scale from 8 Yr of TRMM Observations: Implications for Multiple Modes of Diurnal Variability. **Journal of Climate**, v. 21, p. 4087- 4114, 2008.

YANG, S.; NESBITT, S. W. Statistical properties of precipitation as observed by the TRMM precipitation radar. **Geophysical Research Letters**, v. 41, p. 5636–5643, 2014.

YANO, J.-I.; PLANT, R. S. Interactions between Shallow and Deep Convection under a Finite Departure from Convective Quasi Equilibrium. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, p. 3463-3470, 2012.

YIN, L.; FU, R.; SHEVLIAKOVA, E.; DICKINSON, R. E. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11-12, p. 3127-3143, 2013.

ZADRA, A.; WILLIAMS, K.; FRASSONI, A.; *et al.* Systematic errors in weather and climate models: Nature, origins, and ways forward. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, p. ES67–ES70, 2018.

ZHUANG, Y.; FU, R.; MARENGO, J. A.; WANG, H. Seasonal variation of shallow-to-deep convection transition and its link to the environmental conditions over the Central Amazon. **Journal of Geophysical Research**, v. 122, p. 2649-2666, 2017.

## APÊNDICE A – PRINCIPAIS ATUALIZAÇÕES DO BRAMS

A versão brasileira BRAMS foi um projeto originalmente desenvolvido numa parceria entre ATMET (*Atmospheric, Meteorological and Environmental Technologies - EUA*), IME/USP, IAG/USP e CPTEC/INPE, financiado pela Agência Brasileira de Financiamento – FINEP. Após a versão 4.2, o código do BRAMS foi desenvolvido e mantido pelo CPTEC/INPE, USP e outras instituições no Brasil e no exterior. Tornou-se uma versão unificada, BRAMS 5.x, a partir da incorporação do modelo de transporte químico 3D *Coupled Chemistry Aerosol-Tracer Transport (CCATT-BRAMS)*, que formou a base atual do sistema de modelos, segundo o site oficial (BRAMS, 2018).

De acordo com Freitas *et al.* (2017), muitas foram as inovações e melhorias vistas na versão 5.2, como um novo conjunto de parametrizações físicas de última geração, maior eficiência computacional paralela e de uso de memória. Foi projetado para a previsão e pesquisa atmosférica em escala regional, com foco em química atmosférica, qualidade do ar e ciclos biogeoquímicos, para além de simular as circulações atmosféricas desde a escala global até a CLP, com simulações com LES. Desta versão até a atual disponibilizada (Versão 5.3 – <http://brams.cptec.inpe.br/release-notes>), há apenas correções de bugs, e um novo recurso e avanço no desempenho, como a redução do tempo de execução do BRAMS e não mais necessário o uso do HDF5 (*Hierarchical Data Format*).

Algumas das principais opções e características presentes no BRAMS 5.2 são:

- Equações básicas: não hidrostáticas e compreensíveis descritas por Tripoli e Cotton (1982).
- Grade computacional: baseado em diferenças finitas, usa grade do tipo C de Arakawa na horizontal e Lorenz na vertical; o espaçamento vertical pode variar com a altura e permite alinhamento unidirecional.
- Coordenadas: é do tipo sigma-z na vertical, que acompanha o terreno na parte inferior e possui topo plano, com transformação estereográfica polar rotacional na horizontal e coordenada cartesiano padrão em ambas as coordenadas.
- Turbulência: contém 7 parametrizações para tratamento da difusão turbulenta na CLA e dentro das nuvens, fechamentos descritos por Smagorinsky (1963), Lilly (1962) e Hill

(1974), esquema 2.5 por Deardorff (1980) e Mellor e Yamada (1982), formulação baseada em energia cinética turbulenta (TKE - *Turbulent Kinetic Energy*) por Nakanishi e Nino (2004) e formulação baseada na teoria de Taylor (CAMPOS VELHO, 1998).

- Radiação: esquemas para ondas curtas e longas CARMA (*Community Aerosol and Radiation Model for Atmosphere*; TOON et al., 1989) e RRTMG (*Rapid Radiative Transfer Model*; IACONO et al., 2008), incluindo efeitos de aerossóis acoplados à microfísica e esquemas de convecção.

- Esquemas de convecção: convecção rasa descrita por Souza (1999), convecção profunda por Grell e Deveny (2002, GD), uma nova extensão da parametrização GD, chamada G3-D, com novos fechamentos e formulações para o entranhamento lateral, convecção profunda por Kuo Modificado, segundo Tremback (1990), parametrização de convecção rasa e profunda adequada para as escalas cinza e acoplada com aerossóis por Grell e Freitas (2014, GF).

- Microfísica de nuvens: Microfísica *bulk* da versão RAMS-CSU (WALKO et al., 2000), momento único e duplo de Thompson em água líquida de nuvem e aerossóis, segundo Thompson e Eidhammer (2014).

- Advecção: esquema avançado *upstream* de segunda ordem (TREMBACK et al. 1987), esquema de advecção monotônica para escalares (WALCEK, 2000), esquema de advecção horizontal e vertical de 1.<sup>a</sup> a 6.<sup>a</sup> ordem (WICKER e SKAMAROCK, 1998) com restrição de positividade (SKAMAROCK, 2006).

- Interação de superfície e ciclo do carbono: esquema solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model*, baseado em WALKO et al., 2000), esquema *Town Energy Budget* (TEB) para simular áreas urbanas (FREITAS et al., 2007) e o modelo *Joint UK Land Environment Simulator* (JULES), considerado como o mais moderno modelo no estado da arte em termos de representação dos fluxos de superfície, descrito por Moreira et al. (2013).

- Composição atmosférica e estudos de poluição do ar: CCATT-BRAMS por Longo et al. (2013). Segundo Freitas *et al.* (2007), CCATT é um modelo de transporte euleriano “*on-line*” totalmente acoplado ao modelo atmosférico BRAMS; projetado para estudar a emissão, deposição e o transporte de gases e aerossóis associados à queima de biomassa na

América do Sul, tanto para estudos locais como regionais da química atmosférica desde a superfície até a estratosfera inferior. A simulação do transporte do traçador é feita simultaneamente (“*on-line*”) que a da evolução do estado atmosférico (BRAMS), usando exatamente o mesmo intervalo de tempo, bem como as mesmas parametrizações físicas e dinâmicas.

- Filtro digital para inicialização do modelo.
- Inicialização da umidade do solo usando estimativa de ciclagem em tempo real de um modelo hidrológico “*off-line*” (GEVAERD e FREITAS, 2006).
- Escalabilidade computacional de alta eficiência (até ~10000 núcleos) para a comunicação dos dados com programação paralela distribuída por meio da abordagem MPI (*Message Passing Interface*).
- Saída do modelo no formato do *Grid Analysis and Display System* (GrADS) durante o tempo de execução do modelo.
- Código livre (disponível em: <http://brams.cptec.inpe.br>).

Maiores detalhes sobre as novas melhorias incluídas no BRAMS encontram-se em Freitas et al. (2017).

## APÊNDICE B – DESCRIÇÃO DO ESQUEMA DE CONVECÇÃO RASA DO MODELO BRAMS

O esquema proposto por Souza (1999) combina o modelo de nuvens do tipo Arakawa e Schubert (1974) e o fluxo de massa seguindo a teoria da máquina térmica de Rennó e Ingersoll (1996). O fluxo de massa baseia-se no seguinte princípio: uma vez que a atmosfera é forçada pelo fluxo de energia à superfície, um fluxo de massa é necessário para que a atmosfera tente restabelecer seu perfil de equilíbrio radiativo-convectivo local. No momento em que os fluxos convectivos de massa são fortes o suficiente para condensar as parcelas de ar, os cúmulos rasos se desenvolvem, assim, estabelecendo uma relação direta entre o fluxo de massa convectivo e o forçamento de superfície, reproduzindo uma característica observacional (MINNIS e HARRISON, 1984; WILDE *et al.*, 1985).

Para a convecção rasa, as equações para energia estática seca e para umidade específica e conteúdo de água líquida da nuvem podem ser escritas, respectivamente, da seguinte forma:

$$\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{cr} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} [\bar{\rho} w' (s' - Ll')] + LR \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}\right)_{cr} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} [\bar{\rho} w' (q' + l')] - R \quad (2)$$

Em que  $s$  = energia estática seca,  $q$  = umidade específica do vapor d'água,  $l$  = umidade específica da água líquida,  $L$  = calor latente de condensação,  $w$  = velocidade vertical,  $\rho$  = densidade do ar,  $z$  = altura geopotencial, e  $R$  é a taxa de precipitação (caso alguma remoção seja permitida). O traço (-) e o apóstrofo (') sobre as variáveis indicam que, estas referem-se aos valores médios da área da grade e flutuações de escala convectiva, respectivamente; e,  $(\partial/\partial t)_{cr}$  é a tendência local devida à convecção rasa. Já as variáveis com índice  $c$ , a seguir, referem-se aos valores correspondentes às propriedades das nuvens.

O fluxo de massa convectivo,  $M_c$ , é obtido por argumentos termodinâmicos, de acordo com a teoria da máquina térmica, e é descrito por Souza (1999). O fechamento desse esquema está baseado no segundo princípio da termodinâmica e considera os fluxos convectivos como

resultados da conversão de calor em trabalho, ou seja, considera que o fluxo de massa convectivo está associado à quantidade de energia absorvida na superfície em forma de calor sensível e latente, à eficiência de conversão dessa energia em trabalho, e que essa energia envolve a contribuição do empuxo positivo das parcelas em ascensão e negativo das parcelas em subsidência. Com isso, o fluxo de massa convectivo pode ser escrito na forma:

$$M_c = \rho \sigma w_c = \frac{\eta F_{abs}}{TCAPE} \quad (3)$$

Em que:  $\rho$  é a densidade do ar,  $\sigma$  é a área fracional coberta por correntes ativas dentro da nuvem,  $w_c$  é a velocidade vertical dentro da nuvem,  $\eta$  é a eficiência termodinâmica,  $F_{abs}$  é o fluxo de energia absorvida pelo sistema, e  $TCAPE$  é a energia potencial convectiva disponível total. Ressalte-se que o fluxo efetivo de massa que aparece nas equações (1), (2) e (3) é devido à circulação convectiva, seguindo o princípio de quase equilíbrio, implicando que a convecção rasa forçada termicamente está em equilíbrio com o forçamento, que é o reservatório quente de calor, representado pela superfície da terra. Da maneira como formulado  $M_c$  depende tanto das condições de superfície quanto da estrutura vertical da atmosfera.

Já os perfis verticais das propriedades da nuvem são obtidos por meio de um modelo de entranhamento contínuo, a partir das equações descritas por Albrecht *et al.* (1986), como segue:

$$\frac{\partial h_c}{\partial z} = -\lambda(h_c - \bar{h}) \quad (4)$$

$$(s_c - \bar{s}) \approx \frac{1}{1+\gamma_v}(h_c - \bar{h}_s) \quad (5)$$

$$q_c = \bar{q}_s + \frac{\gamma_v}{(1+\gamma_v)L}(h_c - \bar{h}_s) \quad (6)$$

$$\frac{\partial l_c}{\partial z} = \frac{-\partial q_c}{\partial z} - \lambda(q_{vc} - \bar{q}_v) - \lambda l_c \quad (7)$$

com  $\gamma_v \equiv \left( \frac{L}{c_p} \frac{\partial q_s}{\partial T} \right)_p$



O termo  $(\partial h_c / \partial z)$  da Equação (4) é o perfil vertical da energia estática úmida da nuvem,  $h = c_p T + gz + Lq$  é a energia estática úmida, e  $\lambda$  é a taxa de entranhamento, único parâmetro ajustável do esquema e fator determinante da mistura entre as propriedades da nuvem e o ambiente.

No caso, a característica dos cúmulos rasos desse modelo de nuvem é obtida por meio da função de entranhamento, que dá mais peso ao entranhamento lateral à medida que as parcelas de ar aproximam-se do topo da nuvem, com a parcela de ar levantada próximo à superfície começando com um pequeno entranhamento, e esse valor aumenta em ordem de magnitude a cada vez que a parcela atinge certa altura, e o topo da nuvem é atingido quando a fluatibilidade total da parcela, integrada da superfície ao topo, torna-se zero.

A partir da forma mostrada na Equação (4), os perfis de energia estática úmida e de umidade específica podem então ser determinados, respectivamente, conforme as Equações (5) e (6). O índice  $s$ , nessas equações, refere-se aos valores de saturação. Uma vez determinado o perfil de  $q_c$ , o perfil vertical da umidade específica da água líquida da nuvem  $(\partial l_c / \partial z)$  pode ser obtido mediante a Equação (7), sem a conversão de água de nuvem em chuva, considerando apenas que a água líquida da nuvem aumenta pela condensação de vapor e diminui pelo entranhamento de ar da vizinhança.

Esse esquema convectivo foi mostrado em Freitas *et al.* (2017) adequado para estudar a interação entre a convecção rasa e os processos superficiais, e seu uso no BRAMS melhorou a representação do ciclo diurno da temperatura e umidade sobre a terra.

As equações mostradas nesta seção são descritas em detalhes por Albrecht *et al.* (1986) e Souza (1999).

**APÊNDICE C – CICLO HORÁRIO MÉDIO DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA  
RADAR x SIMULADO BRAMS: SUMÁRIO ESTATÍSTICO**

Figura C. 1 – Ciclo horário médio (04 a 12 de janeiro) da precipitação observada do radar SIPAM.

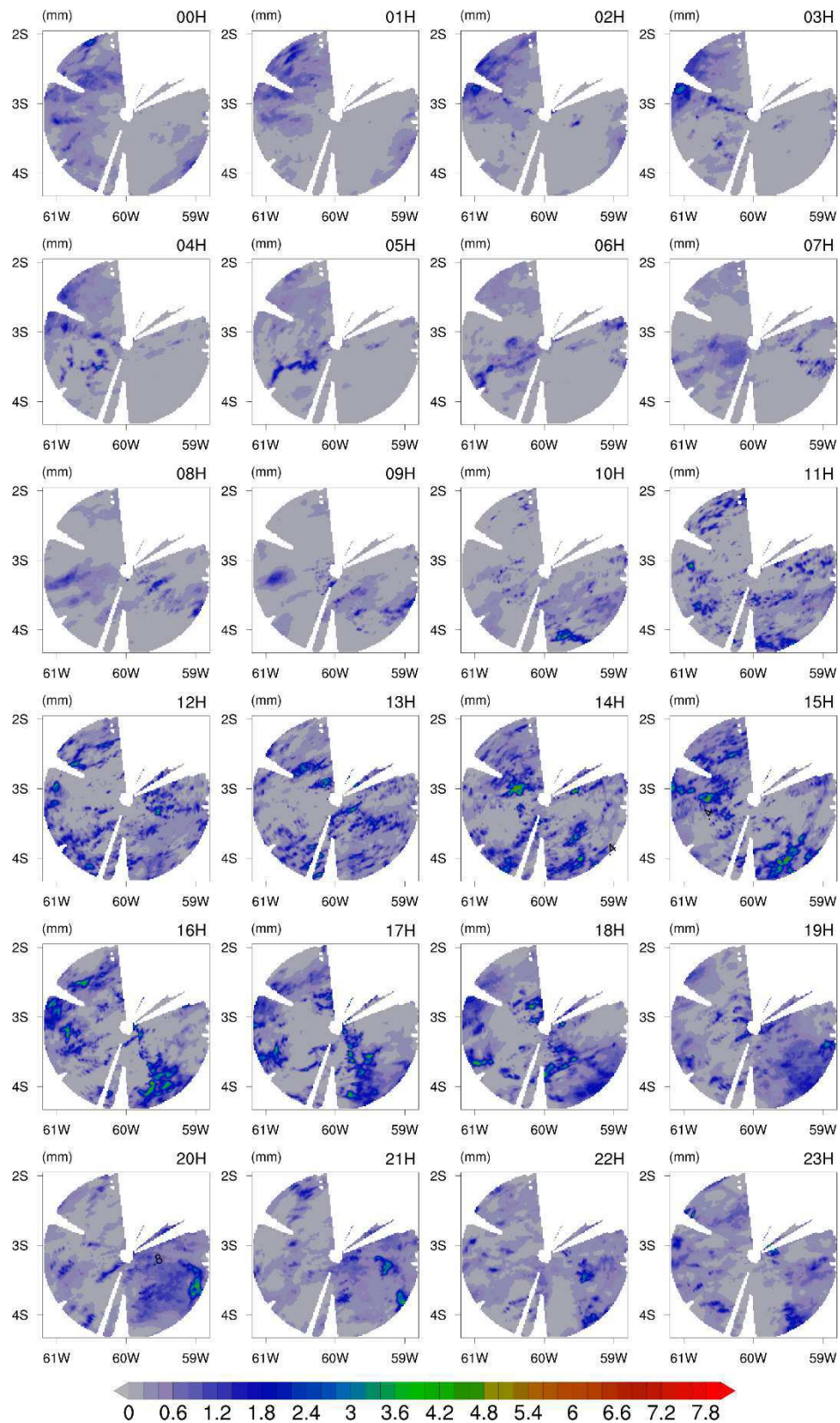


Figura C. 2 – Ciclo horário médio (04 a 12 de janeiro) da precipitação simulada para o experimento EXP-CTRL.

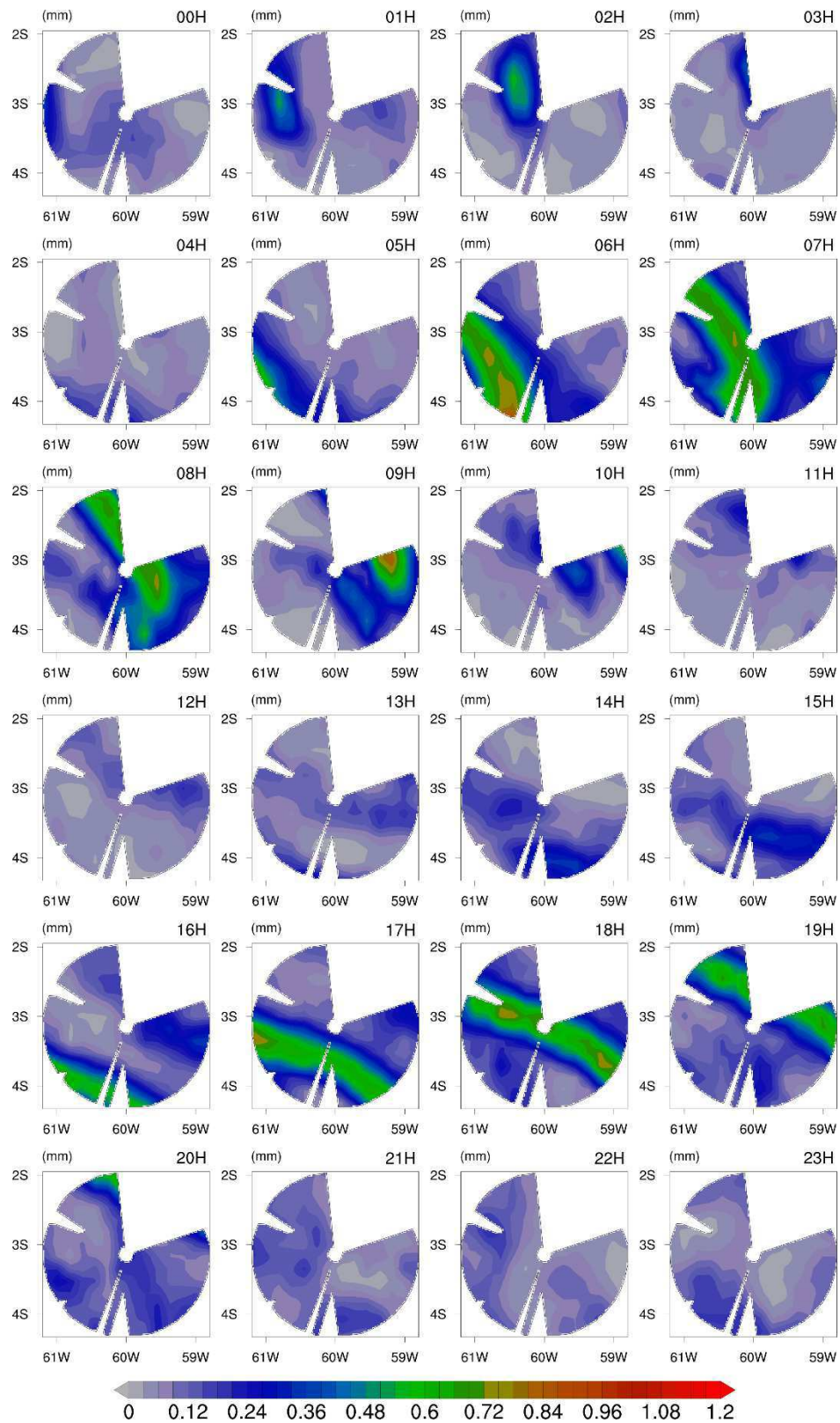


Figura C. 3 – Ciclo horário médio (04 a 12 de janeiro) da precipitação simulada do experimento EXP-AJUST1.

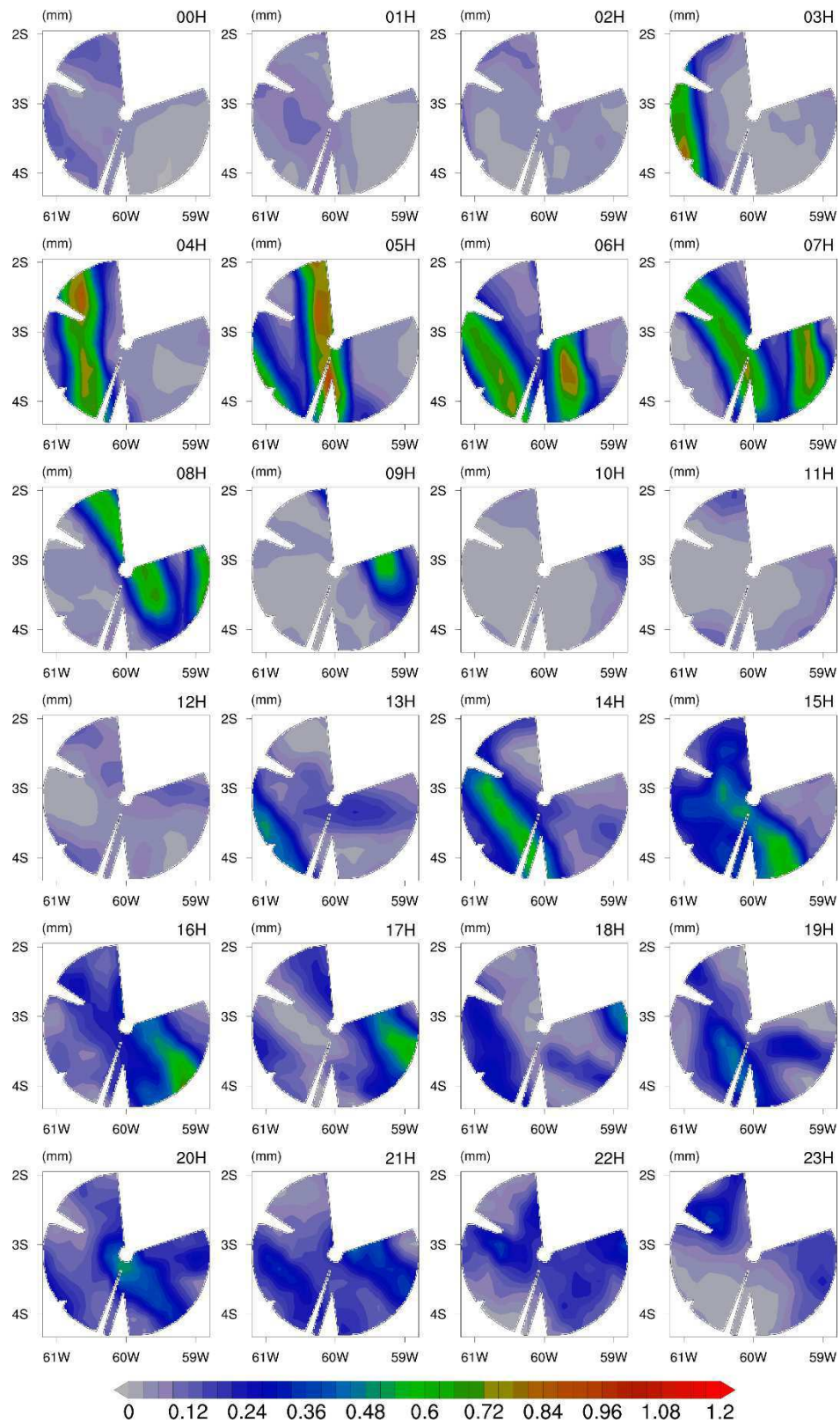
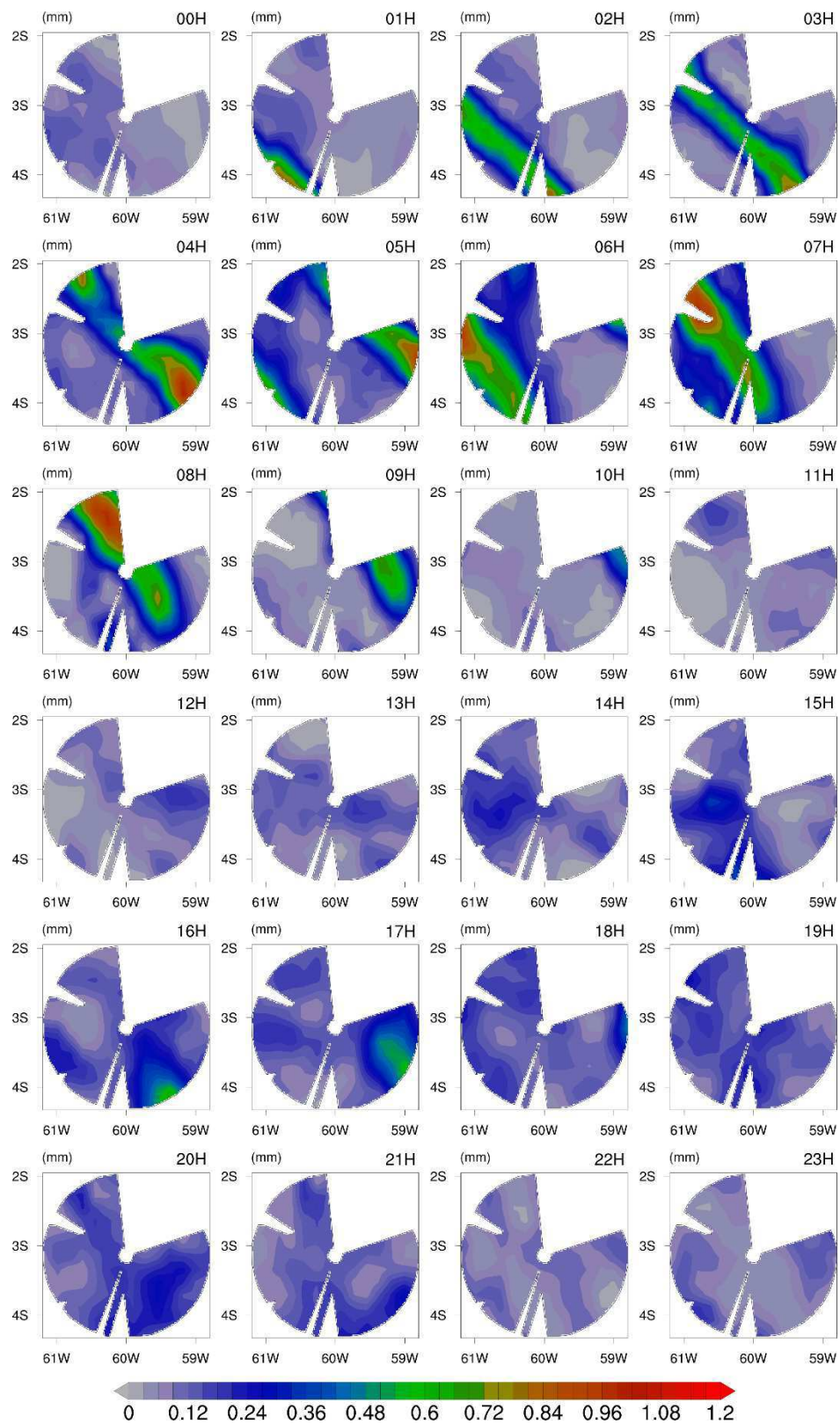


Figura C. 4 – Ciclo horário médio (04 a 12 de janeiro) da precipitação simulada do experimento EXP-AJUST4.



As figuras a seguir mostram os métodos estáticos aplicados para a verificação da destreza e habilidade do modelo após o ajuste realizado no mesmo, comparando-os com o dado observado a partir do radar SIPAM de Manaus-AM.

Figura C. 5 – Correlação temporal do ciclo horário médio da precipitação para o experimento (a) EXP-CTRL, (b) EXP-AJUST1, (c) EXP-AJUST4 com o observado radar, para o período de 04 a 12 de janeiro.

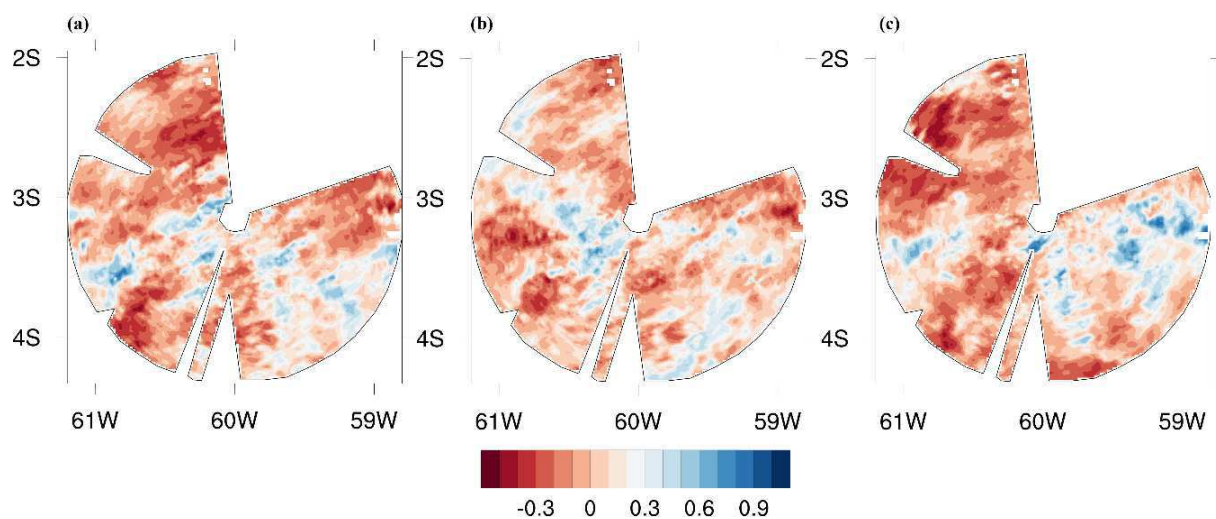


Figura C. 6 – Correlação espacial do ciclo horário médio da precipitação prevista pelo modelo BRAMS com o observado a partir do radar, para o período de 04 a 12 de janeiro.

