

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

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Gabriel Vidal Mota

Estudo da sensibilidade das parametrizações físicas de cumulus no modelo WRF-UEMS em eventos convectivos intensos sobre a região oeste do Pará

Campina Grande, fevereiro de 2021.



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ESTUDO DA SENSIBILIDADE DAS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DE CUMULUS
NO MODELO WRF-UEMS EM EVENTOS CONVECTIVOS INTENSOS SOBRE A
REGIÃO OESTE DO PARÁ**

GABRIEL VIDAL MOTA

Campina Grande - PB

2021

GABRIEL VIDAL MOTA

**ESTUDO DA SENSIBILIDADE DAS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DE CUMULUS
NO MODELO WRF-UEMS EM EVENTOS CONVECTIVOS INTENSOS SOBRE A
REGIÃO OESTE DO PARÁ**

Dissertação de Mestrado apresentado ao
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
da Universidade Federal de Campina Grande,
como requisito final à obtenção do Título de
Mestre em Meteorologia.

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-área: Modelagem Atmosférica

Campina Grande - PB

2021

M917e Mota, Gabriel Vidal.
Estudo da sensibilidade das parametrizações físicas de cumulus no modelo WRF-UEMS em eventos convectivos intensos sobre a região oeste do Pará / Gabriel Vidal Mota. – Campina Grande, 2021.
65 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2021.
“Orientação: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza”.

Referências.

1. Meteorologia de Meso e Grande Escalas – Pará. 2. Modelagem Atmosférica. 3. Parametrização Física. 4. WRF-UEMS. I. Souza, Enio Pereira de. II. Título.

CDU 551.515.6(811.5)(043)

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECÁRIA SEVERINA SUELI DA SILVA OLIVEIRA CRB-15/225

GABRIEL VIDAL MOTA

ESTUDO DA SENSIBILIDADE DAS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DE
CUMULUS NO MODELO WRF-UEMS EM EVENTOS CONVECTIVOS
INTENSOS SOBRE A REGIÃO OESTE DO PARÁ

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 26/02/2021

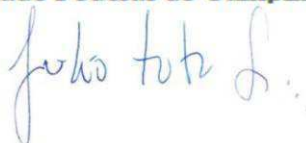
BANCA EXAMINADORA



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



Prof. Dr. JULIO TÔTA DA SILVA
Instituto de Engenharia e Geociências
Universidade Federal do Oeste do Pará

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu Orientador, Dr. Enio P. S., pela confiança passada para esta missão. Agradeço também à banca examinadora por todas as indicações para a melhoria da dissertação, aos Professores do Mestrado por todos os ensinamentos preciosos, à Secretaria de Pós-graduação em Meteorologia pela competente ajuda prestada, aos colegas da turma 2019 do Mestrado e Doutorado pela ótima convivência, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela bolsa e aos colegas que conheci em Campina Grande. Assim também agradeço aos amigos, parentes e antigos professores pelas motivações, à Telma V. G., minha tia, pelo seu apoio em toda a minha trajetória acadêmica e aos meus três irmãos e três irmãs pelo apoio ao seu irmão mais novo. Agradeço aos meus genitores pelo amor durante os momentos de bonança e azáfama. E por fim, agradeço também a Deus pelo dom da vida e pela grande oportunidade concedida para completar esta missão em meio à pandemia.

Veritas lux mea.

RESUMO

O objetivo desse estudo é da utilização de parametrizações físicas de nuvens *cumulus* em simulações numéricas de eventos convectivos noturnos sobre a região Oeste do Pará no intuito de saber qual o desempenho de cada esquema sobre um estudo de caso. Com isto, procurou-se entender e quantificar as incertezas através de índices estatísticos, de instabilidade e simulações com a versão 19.8.1 do modelo *Weather Research and Forecasting - Unified Environmental Modeling System* (WRF-UEMS), utilizando dados de estação meteorológica e de reanálise. O motivo pelo qual essa proposta está sendo lançada, baseia-se em alguns fenômenos meteorológicos de chuva locais e pontuais que foram frequentemente observados durante anos sobre a região Oeste do Pará e que ainda não foram estudados afim da compreensão no contexto da modelagem numérica da atmosfera. As parametrizações *cumulus* utilizadas nesse trabalho foram: Grell-3D, Grell-Freitas, Multi-Scale-KF e Multi-Scale-KF-Cup. Na comparação entre os dados da estação meteorológica e das reanálises parametrizadas, foi verificado que as simulações com o Grell-3D e a Multi-Scale-KF-Cup foram as que obtiveram melhores indicadores estatísticos. As medidas de temperatura do ar a 2 m nas demais configurações apresentaram uma diferença acentuada, refletindo nos índices estatísticos. A utilização dos índices IK e *Total Totals* tiveram a função de auxiliar na análise do comportamento das variáveis diante das parametrizações físicas em simulações de alta resolução. A partir da análise dos campos meteorológicos simulados com a parametrização Grell-3D, a qual obteve melhores índices, foi possível identificar, com auxílio das imagens de satélite, a atuação em grande escala da Zona de Convergência Intertropical atuando sobre o litoral paraense e a propagação de linhas de instabilidade para o interior da Bacia Amazônica. Com a parametrização de melhor índice foi obtido resultados que conseguiram representar um ambiente convectivo em antes, durante e depois da passagem de um sistema convectivo intenso. Os principais problemas que foram detectados estão relacionados principalmente ao excesso de configurações em condições de contorno não apropriadas. Nesse caso, as configurações mais tradicionais em seus termos foram a que mais obtiveram valores estatisticamente apropriados ao esperado para as simulações. Esse trabalho que deu início a testes sobre o desempenho de parametrizações convectivas na região, abrindo um caminho importante para as pesquisas atmosféricas sobre a região amazônica num conceito mais local.

Palavras-chave: parametrização física, modelagem, WRF-UEMS.

ABSTRACT

The objective of this study is the use of physical parameterizations of cumulus clouds in numerical simulations of nighttime convective events over the western region of Pará in order to know what the performance of each scheme is on a case study. With this, we tried to understand and quantify the uncertainties through statistical indices, instability and simulations with version 19.8.1 of the model Weather Research and Forecasting - Unified Environmental Modeling System (WRF-UEMS), using data from weather station and reanalysis. The reason why this proposal is being launched, is based on some local and specific meteorological rain phenomena that have been frequently observed for years over the western region of Pará and that have not yet been studied in order to understand in the context of numerical modeling of the atmosphere. The cumulus parameterizations used in this work were: Grell-3D, Grell-Freitas, Multi-Scale-KF and Multi-Scale-KF-Cup. In the comparison between the data from the meteorological station and the parameterized reanalysis, it was found that the simulations with Grell-3D and Multi-Scale-KF-Cup were the ones that obtained the best statistical indicators. The air temperature measurements at 2 m in the other configurations showed a marked difference, reflected in the statistical indices. The use of the IK and Total Totals indexes had the function of assisting in the analysis of the behavior of the variables in view of the physical parameterizations in high resolution simulations. From the analysis of the meteorological fields simulated with the Grell-3D parameterization, which obtained better indexes, it was possible to identify, with the aid of satellite images, the large-scale performance of the Intertropical Convergence Zone acting on the coast of Pará and the propagation of squall lines into the interior of the Amazon Basin. With the parameterization of the best index, results were obtained that managed to represent a convective environment in before, during and after the passage of an intense convective system. The main problems that were detected are mainly related to the excess of configurations in inappropriate boundary conditions. In this case, the most traditional configurations in their terms were the ones that most obtained values statistically appropriate to the expected for the simulations. This work that started tests on the performance of convective parameterizations in the region, opening an important path for atmospheric research on the Amazon region in a more local concept.

Keywords: physical parameterization, modeling, WRF-UEMS.

SUMÁRIO

LISTA DE ABREVIATURAS	X
LISTA DE FIGURAS	XI
LISTA DE TABELAS	XIII
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS.....	3
2.1 Objetivo geral.....	3
2.2 Objetivos específicos.....	3
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
3.1 A convecção profunda em regiões tropicais.....	4
3.2 A interação convergência-umidade nos trópicos.....	6
3.3 Climatologia sobre a bacia Amazônica	8
3.4 Sistemas atmosféricos e tempo severo da região Amazônica	11
3.5 Modelos atmosféricos e as parametrizações da convecção.....	12
3.6 Parametrização da convecção no modelo WRF	14
4 MATERIAL E MÉTODOS	20
4.1 Descrição do modelo numérico.....	20
4.2 Condições iniciais e de contorno do modelo.....	21
4.3 Descrição geral das parametrizações físicas	22
4.4 Descrição da parametrização de nuvens cumulus Grell-3D.....	24
4.5 Descrição da parametrização de nuvens cumulus Multi-Scale-KF-Cup.....	28
4.6 Descrição da parametrização de nuvens cumulus Grell-Freitas.....	31
4.7 Descrição da parametrização de nuvens cumulus Multi-Scale-KF.....	34
4.8 Análise comparativa e estatísticas.....	36
4.9 Índices de instabilidade	37
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	40
5.1 Comparação entre os dados da estação e das simulações parametrizadas	40
5.2 Comparações entre os índices de instabilidade das simulações parametrizadas.....	42
5.3 Considerações sobre os campos meteorológicos da simulação parametrizada do modelo WRF- UEMS de melhores índices	48
5.4 Sobre os problemas das parametrizações nas simulações	52
6 CONCLUSÕES.....	53
6.1 Sugestões para futuros estudos.....	54
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

LISTA DE ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ARW	Advanced Research of WRF
CAPE	Convective Available Potential Energy
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CFSRR	Climate Forecast System Renalysis and Reforecast
CIN	Convective Inhibition
DSA	Divisão de Sistemas e Satélites Ambientais
GFS	Global Forecast System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GrADS	Grid Analysis and Display System
ICSO	Instabilidade Condicional de Segunda Ordem
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LI	Linhas de Instabilidade
MAE	Mean Absolute Error
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MCR	Modelo de Circulação Regional
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Predictions
NCN	Núcleo de Condensação de Nuvem
PNC	Parametrização de Nuvens Cumulus
RMSE	Root Mean Squared Error
RRTM	Rapid and accurate Radiative Transfer Model
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
STRC	Science and Training Resource Center's
UEMS	Unified Environmental Modeling System
WRF	Weather Research and Forecasting
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Representação esquemática da convecção tropical. As setas mostram a circulação meridional de Hadley, cujo ramo superior transporta parte da energia térmica liberada em direção aos polos. O desenvolvimento da ZCIT é predominante. Adaptado de Su et al., 2017.....	04
Figura 3.2 - Representação esquemática (esquerda) e fluxograma (direita) do feedback positivo entre convecção e a umidade. Adaptado de Tanaka (2014).....	07
Figura 3.3 - Precipitação média anual (mm) sobre a América do Sul (1980-2010). Tralhado feito por Limberger e Silva (2016), representando resultados semelhantes aos de Fisch et al., (1998).....	09
Figura 4.1 - Localização espacial do 4.º domínio utilizado para as simulações com o modelo.....	21
Figura 5.1 - Valores de temperatura do ar a 2 m da simulação em função da temperatura do ar a 2 m da estação INMET A250 do dia 28-29/04/2017. A temperatura varia conforme a parametrização Grell-3d (a), Multi-Scale-KF-Cup (b), Grell-Freitas (c) e Multi-Scale-KF (d).....	40
Figura 5.2 - Série temporal da temperatura do ar a 2 m (Observação e Simulação).....	41
Figura 5.3 - Imagens em infravermelho e topo da nuvem realçado do GOES-13 para às 03, 09, 15 UTC do dia 29/04/2017.....	43
Figura 5.4 - Índice IK estimado por dados da simulação parametrizada com o Grell-3D.....	43
Figura 5.5 - Índice IK estimado pela simulação parametrizada com o Multi-Scale-KF-Cup.....	44
Figura 5.6 - Índice IK estimado pela simulação parametrizada com o Grell-Freitas.....	44
Figura 5.7 - Índice IK estimado pela simulação parametrizada com o Multi-Scale-KF.....	45
Figura 5.8 - Índice ITT estimado pela simulação parametrizada com o Grell-3D.....	45
Figura 5.9 - Índice ITT estimado pela simulação parametrizada com o Multi-Scale-KF-Cup.....	46
Figura 5.10 - Índice ITT estimado pela simulação parametrizada com o Grell-Freitas.....	46
Figura 5.11 - Índice ITT estimado pela simulação parametrizada com o Multi-Scale-KF.....	47
Figura 5.12 - Visualização dos campos de divergência (+), convergência (-) e direção do vento ao nível de 950 hPa (imagens A, B e C). Na metade inferior (imagens D, E e F), são os campos	

meteorológicos de transporte de umidade integrado verticalmente entre os níveis de 1000-500 hPa (em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Cada campo foi sequenciado alfabeticamente nos horários de 06, 09 e 12 UTC do dia 29 de abril de 2017.....49

Figura 5.13 - Na metade superior (imagens G, H e I), são os campos de perfil da umidade específica, movimento zonal e vertical entre os níveis de 1000-100 hPa (em g kg^{-1} , m^{-2} e Pa s^{-2}), com corte na latitude de $2,4^\circ$ Sul. Na metade inferior (imagens J, K e L), são os campos de temperatura da superfície (em $^\circ\text{C}$). Esses campos também foram sequenciados alfabeticamente nos horários de 06, 09 e 12 UTC do dia 29 de abril de 2017.....50

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Condições iniciais e de contorno das simulações no 4.º domínio.....	22
Tabela 4.2 - Parametrizações físicas utilizadas nas simulações do modelo WRF-UEMS.....	22
Tabela 4.3 - Visão geral dos conjuntos usados na parametrização Grell-3D.....	25
Tabela 4.4 - Índices estatísticos para a análise dos dados.....	37
Tabela 4.5 - Fórmulas e referências dos índices termodinâmicos.....	38
Tabela 4.6 - Probabilidade de tempestades em função dos valores do índice IK para latitudes médias nos EUA.....	38
Tabela 4.7 - Instabilidade atmosférica esperada em função dos valores do índice <i>Total Totals</i> para latitudes médias nos EUA.....	39
Tabela 5.1 - Índices estatísticos da comparação entre as simulações parametrizadas do modelo e os dados meteorológicos da estação INMET A250.....	42

1 INTRODUÇÃO

A convecção profunda nos trópicos possui uma grande importância sobre a circulação atmosférica global, sendo um dos principais sistemas de distribuição da energia por meio da extração de calor da camada limite planetária, o qual é redistribuído por vários sistemas dinâmicos e termodinâmicos e em diversas escalas horizontais, verticais e temporais (STULL, 1988; REBOITA et al., 2012).

O trabalho de Adams et al., (2009) discutem também um ponto importante sobre o assunto abordado, reiterando que os movimentos ascendentes e descendentes no interior dos sistemas convectivos são da escala de 1 km ou menos e os movimentos compensatórios subsidência cobre distâncias muito maiores na ordem de 10 km ou até mais que 100 km, conforme o raio de deformação (BRETHERTON, 1993; MAPES, 1998). Logo, esses movimentos compreendem a escalas distintas e os impedem de ser explicitamente resolvidos em modelos numéricos de previsão do tempo e clima cuja as resoluções possuam configurações simples. Para dificultar ainda mais, as nuvens convectivas poderem gerar circulações de mesoescala, sendo resolvidas ou não nos modelos, e que atuam para organizar complexos convectivos (MOLINARI; DUDEK, 1992).

Então, o problema da parametrização convectiva consiste em relacionar a convecção de menor escala e os transportes associados que só podem ser resolvidos com as variáveis de maior escala e, finalmente, gerar alguma possibilidade de serem previstas pelas simulações do modelo ou, em determinadas circunstâncias, constituir um problema não condicionado para com os resultados (COTTON; ANTHES, 1992).

Muitas questões sobre estudos de impactos ambientais, a avaliação de risco e prognósticos de eventos intensos ligados à meteorologia, exigem informações desde a mesoescala até uma escala espacial mais apurada. Para isso, modelos numéricos têm sido usados como uma importante ferramenta para prever condições de tempo adversas. Porém, modelos atmosféricos regionais com resoluções de grade que normalmente variam entre 10 e 50 km não podem resolver as características da superfície local que influenciam o comportamento atmosférico em pequena escala, sendo esse um dos fatores que dificulta a habilidade de previsão do tempo.

Por outro lado, com o aumento da qualidade computacional tornou-se possível alguns modelos meteorológicos realizarem simulações com resolução espacial de 1 km. Experimentos com modelos em escala ainda mais refinada estão auxiliando no entendimento dos custos e benefícios de uma maior resolução e qual o valor agregado às informações prognósticas para uso nos setores operacionais da sociedade (HEREDIA et al., 2018; LEÓN-CRUZ et al., 2019; SANTOS et al., 2019). A evolução das simulações numéricas, uma vez avaliados e considerados

úteis, podem ser transferidos para os centros de previsões do tempo nacionais e estaduais para ajudar na qualidade dos serviços.

O considerável avanço das aplicações meteorológicas em multiprocessadores aumentou consideravelmente a capacidade de refinamento de escalas espaciais e promoveu a possibilidade de simular os sistemas atmosféricos através dos modelos aninhados em múltiplas escalas, ou mesmo por modelos com resoluções variáveis. Essa nova abordagem disponibiliza informações de maneira compatível à aplicação em vários setores da sociedade, tais como, hidrologia, navegação, aviação, transporte urbano e de energia (NASCIMENTO, 2005).

Paralelamente, a pesquisa acerca da precisão da previsão numérica do tempo no mundo tem progredido, aliado ao aprimoramento de técnicas de modelagem e a inclusão de mais parametrizações e componentes ligados à biogeoquímica e também à maior quantidade de assimilação de dados de satélite, radar e estações meteorológicas. No entanto, muitas dificuldades persistem na previsão de eventos severos de pequena escala (por exemplo, chuvas torrenciais e vendavais), com especificações de intensidade, localização e sincronismo. Escalas espaciais e temporais desses fenômenos são em geral pequenas, e a evolução destes é muitas vezes sensível às diferenças ou imperfeições na condição inicial aplicada.

Portanto, simulações numéricas com parametrizações da convecção profunda sobre a região Amazônica torna-se o foco dessa dissertação, visto que a mesma possui uma ampla gama de regimes convectivos e interações no complexo solo-planta-atmosfera. Para compreender melhor essas complexas ligações entre convecção, fluxos de energia em superfície e forçamento de grande escala, vários estudos observacionais na Amazônia, incluindo experimentos de campo e sensoriamento já foram conduzidos (GARSTANG et al., 1990; GASH et al., 1996; SILVA DIAS et al., 2002; MACHADO et al., 2014; MARTIN et al., 2017).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

O objetivo geral dessa pesquisa é da utilização de parametrizações físicas de nuvens *cumulus* em exercícios de simulações numéricas de evento convectivo noturno sobre a região Oeste do Pará, no intuito de saber qual o desempenho de cada um. Com isto, procurou-se entender e quantificar as incertezas com programa estatístico e as simulações com o modelo WRF-UEMS.

2.2 Objetivos específicos

- a) A utilização de índices estatísticos entre os dados das simulações numéricas para obtenção de incertezas;
- b) Identificação de características convectivas locais a partir de campos meteorológicos das simulações numéricas.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 A convecção profunda em regiões tropicais

A convecção profunda nas regiões tropicais desempenham uma função importante nos regimes de precipitação, transferência de calor e na circulação entre a troposfera e estratosfera do planeta (HOLTON et al., 1995; NESBITT et al., 2006).

Riehl e Malkus (1958), através de seus estudos iniciais sobre a distribuição das nuvens tropicais, sugeriram uma distribuição bimodal composta por nuvens *cumulus* rasos associados à inversão de vento dos ramos descendentes das circulações de Hadley e Walker, e nuvens *cumulonimbus*, as torres quentes, na zona de convergência intertropical (ZCIT). Mais tarde, identificada em regiões de convecção ativa nos trópicos, foi então discutida uma distribuição trimodal de *cumulus* rasos, *congestus* e *cumulonimbus* (JOHNSON et al. 1999).

Os cúmulos rasos ocorrem na maioria dos oceanos tropicais além das zonas de convergência, sendo importante fonte de umidade para a camada limite e na formação da convecção profunda (AUGSTEIN et al., 1973; BETTS, 1973). Os *cumulus congestus* frequentemente fazem parte de sistemas de múltiplas camadas e parecem desempenhar um papel significativo no umedecimento da troposfera média antes da convecção profunda (JOHNSON et al., 1999). O modo convectivo da *cumulonimbus* mantém a estrutura de temperatura e umidade da atmosfera convectiva por liberação latente de calor e arrastamento convectivo, afetando a circulação geral através do transporte de momento, umidade e energia (FIERRO et al. 2009).

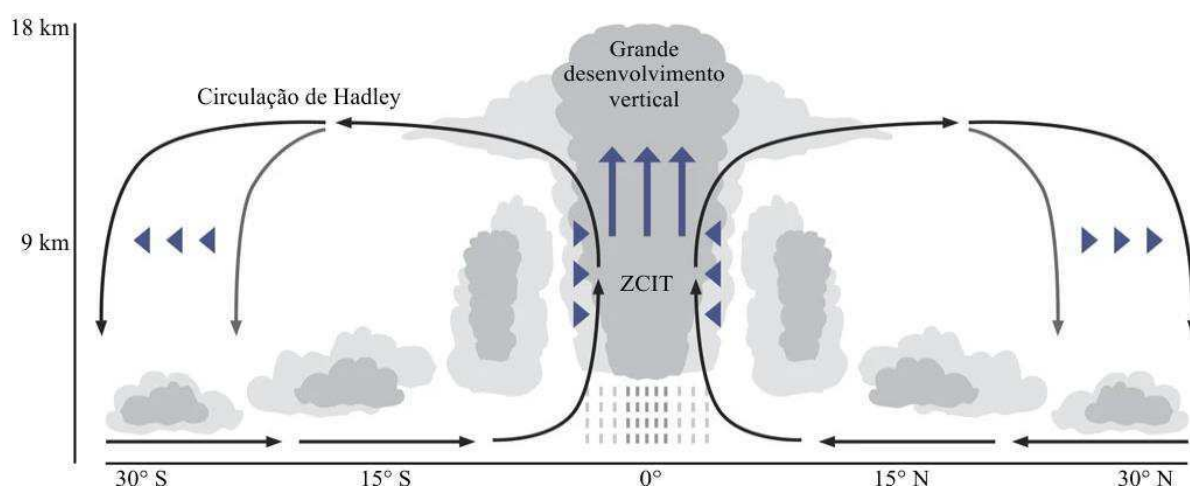


Figura 3.1 - Representação esquemática da convecção tropical. As setas mostram a circulação meridional de Hadley, cujo ramo superior transporta parte da energia térmica liberada em direção aos polos. O desenvolvimento da ZCIT é predominante. Adaptado de Su et al., 2017.

Soden e Fu (1995) destacaram a importância do vapor d'água nos processos relacionados a convecção profunda na atmosfera tropical. Segundo os autores, a variação temporal local dos campos de umidade está fortemente correlacionada com a frequência dos eventos convectivos. Além disso, uma relação positiva é também observada, mesmo quando são vistas as médias da frequência dos eventos convectivos e do campo de umidade no cinturão tropical entre 30° Norte e Sul. Isso indica que os períodos para os quais são observadas as maiores médias relacionadas à ocorrência de convecção, coincidem com os períodos onde as médias no campo de umidade são mais elevadas. Outros estudos também relacionam a convergência de vapor d'água em baixos níveis para os eventos de convecção profunda e de precipitação (ZHANG et al., 2003).

Machado (2000) realizou experimentos em relação ao ganho e déficit dos fluxos de energia pela superfície na Amazônia. Os resultados mostraram que, para altos níveis de energia, houve um aumento de temperatura na camada limite e conseqüentemente maior fluxo de vapor d'água na atmosfera. A partir dessas características, iniciou-se um ambiente propício para o desenvolvimento de convecção profunda e a diminuição do nível de energia na superfície que foi transferida na forma de calor latente para a camada limite.

Soden (2000) através de experimentos em região tropical sobre o ciclo diurno da convecção, nuvens e vapor d'água na alta troposfera, concluiu que a amplitude do ciclo diurno convectivo é particularmente maior sobre áreas continentais, porém com variações significativas sobre o oceano. Além disso, as variações de nuvens e vapor d'água na alta troposfera ocorrem em fase com as variações de convecção profunda sobre o continente, mas fora de fase com a do oceano.

Não obstante, das regiões tropicais serem favoráveis a convecção profunda, existe também uma grande variabilidade na organização desse fenômeno atmosférico e nas condições características a ele; devido, por exemplo, a estabilidade termodinâmica, a forçante na superfície e ondas de grande escala (NEELIN et al., 2009; SHERWOOD et al., 2010).

Satyamurty et al. (2013) mostraram que uma relação direta entre convergência de umidade e precipitação no estudo realizado para o período em que a bacia hidrográfica do Rio Negro atingiu o seu máximo valor no Porto de Manaus. Nesse estudo foi discutido que a convergência do fluxo de umidade foi 38% mais intensa que a climatologia para a região, no período entre o mês de outubro de 2011 ao de maio de 2012.

Um assunto que também é muito relevante para ser descrito nessa revisão sobre convecção profunda são os aerossóis. Alguns trabalhos observacionais demonstraram, como em Twomey (1974) e posteriormente em Albrecht (1989), efeitos indiretos do aerossol nas nuvens e na

precipitação, incluindo gotículas menores, nuvens opticamente mais espessas e a supressão da precipitação.

Trabalho mais recentes também procuram entender sobre a interação das partículas de aerossóis para com o desenvolvimento da convecção e formação de nuvens sobre as regiões tropicais, entre esses: a utilização de modelos para simulações sobre efeitos indiretos de aerossóis em convecção profunda tropical e o seu ambiente termodinâmico, interações aerossol-nuvem-terra na convecção da brisa do mar tropical e aumentos substanciais da precipitação a partir das partículas ultrafinas de aerossol (FAN et al., 2018).

3.2 A interação convergência-umidade nos trópicos

A resposta da interação entre a convergência e umidade nos trópicos representa um mecanismo que participa da organização da convecção tropical em grande escala. As flutuações da convecção úmida causam perturbações na umidade da troposfera e, posteriormente, afetam na distribuição espacial da convecção úmida.

Grabowski e Moncrieff (2004), através de análises dos efeitos da resposta ou *feedback* na variabilidade intrasazonal da convecção tropical de grande escala, arguíram que em regiões longe de convecção profunda são menos úmidas e, simultaneamente, essas mesmas regiões não se limitam de possuir nuvens profundas por serem menos úmidas. E esse é um fundamento da interação ou *feedback* de convergência-umidade da grande escala. Na mesma discussão, também afirmam que o conceito de que a convecção permanece inibida na área dominada por correntes descendentes, em grande escala, pode não ser verdade por duas razões: A primeira é de que a perturbação da temperatura potencial virtual da troposfera livre, na área com subsidência, deve ser negativa para manter a circulação em grande escala. Isso implica em uma taxa de variação positiva da Energia Potencial Convectiva Disponível ou *Convective Available Potential Energy* (CAPE) na região com convecção inibida. Visto que a diferença seja para um Kelvin, ao longo da troposfera, resulta em uma mudança da CAPE de algumas centenas de Joules por Quilograma, e o impacto de uma perturbação de temperatura é significativa. A segunda razão é de que, na região mais convectiva, a precipitação e as correntes descendentes diminuem a temperatura potencial equivalente na camada limite. Isso faz com que a CAPE seja reduzida, em comparação com a área que possui subsidência e Inibição Convectiva ou *Convective Inhibition* (CIN), em grande escala. Esses efeitos favorecem o aumento da CAPE na região da inibição. A partir dessa idealização, essa energia traz um *feedback* negativo em larga escala, que se opõe ao *feedback* umidade-convecção positivo. Em suma, pode-se dizer que numa região úmida onde ocorre aquecimento convectivo,

surgem movimentos ascendentes que levam umidade da baixa até a alta atmosfera, intensificando a convecção. Conforme a convergência de umidade em baixos níveis aumenta, paralelamente a convecção também fica mais intensa. Isso seria então um *feedback* positivo, conforme o que é esquematizado na figura 3.2.

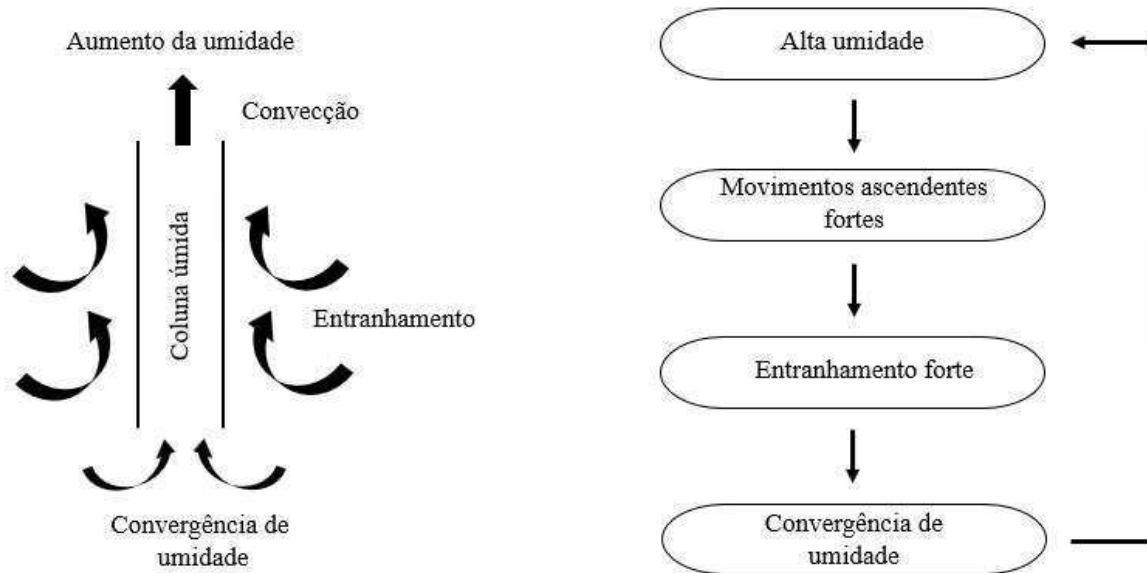


Figura 3.2 - Representação esquemática (esquerda) e fluxograma (direita) do feedback positivo entre convecção e a umidade. Adaptado de Tanaka (2014).

Khairoutdinov e Randall (2006) realizaram simulações com modelos numéricos tridimensionais de alta resolução, baseadas na idealização de observações de um experimento na região Amazônica. Eles observaram que a transição da convecção rasa para profunda é fortemente favorecida por um *feedback* positivo entre umidade e convecção, que envolve a evaporação da precipitação. As nuvens maiores e mais precipitantes tendem a produzir maiores térmicas na camada limite através da dinâmica de piscinas frias, que podem favorecer o crescimento de mais nuvens precipitantes ao longo das camadas em que as piscinas frias se encontram. Os autores ressaltam que as piscinas frias são oriundas do processo de evaporação de precipitação em correntes de ar descendentes, dentro de uma célula convectiva. Quando essas correntes descendentes ocorrem entre conglomerados de nuvens convectivas profundas, elas podem convergir e dar origem a novas células convectivas, fortalecendo a relação entre vapor d'água e convecção, como também observado anteriormente por Tompkins (2001).

Outra condição onde há ocorrência de *feedback*, foi sugerido por Raymond (2000), quando a convecção intensa provoca o aparecimento de uma extensa camada de nuvens na média e alta troposfera. Essas nuvens reduzem a saída de radiação de onda longa, produzindo uma grande variação vertical na temperatura potencial equivalente, entre a superfície e os níveis superiores,

aumentando a convecção e a precipitação. Ou seja, a formação de extensa camada de nuvens em níveis superiores, por forte convecção, pode resultar em convecção subsequente.

3.3 Climatologia sobre a bacia Amazônica

Segundo estudos de Fisch et al., (1998), a extensa disponibilidade energética e de umidade na região Amazônica são elementos favoráveis para as condições de intensa instabilidade, gerando nuvens precipitantes de grande desenvolvimento vertical. A variação dessa convecção úmida, em relação à intensidade e posição, exerce uma importante influência na determinação do tempo e também do clima em toda a região.

Segundo os mesmos autores, a precipitação anual em regiões próximas do equador é geralmente superior a 2.000 milímetros. A região da foz do rio Amazonas e a área noroeste da Amazônia apresentam precipitação anual superior a 3.000 milímetros. A precipitação diminui do equador para as regiões subtropicais e para o Nordeste do Brasil, onde se apresentam valores anuais inferiores a 1.000 milímetros (Figura 3.3). O estudo também destaca que as principais diferenças das características climáticas médias entre as estações de verão e inverno correspondem ao posicionamento e intensidade do jato subtropical de altos níveis em cada um dos hemisférios e, na faixa tropical, ao deslocamento meridional da célula de Hadley, da convecção local e da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). No hemisfério sul, durante o verão, as áreas de convecção e a ZCIT são deslocadas para o Sul, retornando para o Norte durante o inverno. Devido à maior variação meridional de temperatura durante o inverno, nos dois hemisféricos, o jato subtropical fica mais intenso e mais abrangente nesta época do ano.

A região da Amazônia possui um regime de precipitação muito semelhante ao de monção (COELHO et al., 2012; NOBRE et al., 2009). Durante o verão no hemisfério sul, observam-se anomalias de convergência do ar atmosférico em baixos níveis devido ao forte aquecimento do continente (CARVALHO et al., 2010). Durante esse período, o cavado equatorial e a ZCIT estão em suas posições mais ao sul.

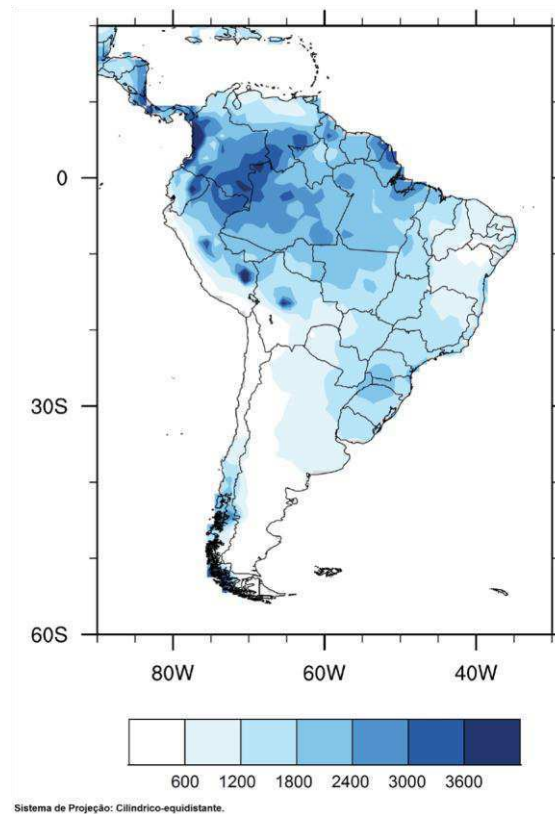


Figura 3.3 - Precipitação média anual (mm) sobre a América do Sul (1980-2010). Tralhado feito por Limberger e Silva (2016), representando resultados semelhantes aos de Fisch et al., (1998).

Molion (1987; 1993) estudou as circulações de meso e macroescala na Amazônia e os processos dinâmicos que organizam a precipitação. Segundo o autor, os mecanismos que provocam chuva na região podem ser agrupados em três tipos: O primeiro seria a convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga escala favoráveis. O segundo seriam as linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico. O terceiro seriam os aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S-SE do Brasil que interagem com a região Amazônica. Molion e Dallarosa (1990) mostraram que, em áreas próximas a grandes corpos d'água, ocorrem fenômenos de brisa fluvial, induzindo a formação de nuvens convectivas.

Uma análise da convecção Amazônica diurna, feita por Machado et al. (2002), sugeriu que alguns mecanismos controlam a convecção diurna: pela manhã, a cobertura das nuvens diminui, o fluxo solar alcança a superfície aquecendo a mesma e aumentando a temperatura potencial equivalente. Pela tarde, a convecção se desenvolve rapidamente e a fração de nuvens convectivas aumenta, e o máximo de precipitação são observados. Após o desenvolvimento da convecção o perfil da atmosfera é modificado alcançando um estado quase saturado; o fluxo de vapor d'água

(evaporação) diminui na camada limite, a qual se torna muito estável, inibindo fluxos de superfície e, conseqüentemente, a convecção é suprimida.

Fu et al. (1999) afirmaram que o período chuvoso na Amazônia, entre 10° norte e 20° sul, é iniciada por sistemas sinóticos. Porém, as condições termodinâmicas de grande escala modulam a frequência e a intensidade desses sistemas, controlando a climatologia desse período. Ou seja, o aparecimento sazonal de convecção na região é devido às mudanças na estrutura termodinâmica da atmosfera. Ao Sul, onde os picos de convecção ocorrem no verão austral, condições convectivas instáveis e a redução da CIN são necessárias para o início desse período. Próximo ao equador, a frequência do aumento de convecção inicia na primavera austral e atinge o seu máximo durante o outono austral no Oeste da Amazônia equatorial. Williams e Renno (1993) também mostraram, através de dados observacionais, o papel da CIN na modulação da convecção nos trópicos.

Como já mostrado, na região Oeste da Amazônia, sistemas convectivos noturnos retardam o início da convecção local do dia seguinte, devido ao resfriamento, secagem da atmosfera e ao bloqueio da insolação pela extensa cobertura de nuvens. Além disso, o horário aproximado da ocorrência de precipitação na tarde seguinte aos eventos convectivos noturnos tende a um atraso de 12 horas (RICKENBACH, 2004). Conhecer as características estruturais da convecção nos trópicos é importante para o entendimento organizacional das células convectivas individualmente, assim como, a interação destas com a circulação em grande escala (MACHADO et al., 1992). Na Amazônia, dentre os vários elementos responsáveis pela estruturação da convecção, os principais são: o ciclo diurno de aquecimento solar (o qual transfere energia da superfície para baixa troposfera), as linhas de instabilidade (LI) e, algumas vezes, as frentes frias.

Greco et al. (1990) sugeriu que, na Amazônia central, as LI se classificam em três categorias: sistemas de ocorrência local, sistemas de ocorrência costeira e sistemas de ocorrência de bacia, e o que diferencia esses sistemas são a localização geográfica, propagação e ciclo de vida. Segundo Adams et al. (2009), a morfologia da convecção nessa região pode variar bastante, sendo que alguns regimes apresentam sistemas convectivos organizados; tais como Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), e outros apresentam um ciclo diurno não organizado. Esse regime varia conforme a estação; a convecção da estação chuvosa apresenta características de regimes tropicais marítimos (ou seja, menores valores de CAPE, correntes ascendentes mais fracas e reduzida atividade elétrica nas nuvens), e as estações de transição apresentam valores mais elevados de CAPE, convecção mais intensa e maior frequência de LI.

3.4 Sistemas atmosféricos e tempo severo da região Amazônica

As atividades comerciais são influenciadas direta e indiretamente pelas condições meteorológicas, por conseguinte, as diversas vertentes da sociedade são condicionadas ao entendimento desses fenômenos. Em contrapartida, da mesma forma que estes fenômenos contribuam para algum equilíbrio, também podem afetar de forma negativa através das tempestades severas que provocam prejuízos em setores da sociedade.

Para o entendimento da severidade de um sistema, dois conceitos são considerados: um conceito explícito de que se tratam de tempestades capazes de gerar fenômenos com significativo impacto social e econômico, e um conceito implícito de que são correntes ascendentes e descendentes extremamente intensas, capazes de gerar e suportar granizo, rajadas de vento destrutivas e amplificar processos de estiramento de vórtices em baixos níveis (NASCIMENTO, 2005). Os estudos de casos são importantes para identificação e por onde podem ocorrer com mais frequência, sendo cruciais para alavancar tomadas de decisões na tentativa de minimizar os seus efeitos negativos.

Considerando os sistemas atmosféricos que podem causar tempestades severas na região, existem os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), que possuem uma extensa camada de nuvens de desenvolvimento vertical, descentralizados, vida útil mínima de 6 horas e tendência de desenvolvimento no período noturno (FERREIRA; ANABOR, 2015). Assim também predominam as LI, consistindo em um conjunto de nuvens *cumulonimbus* alinhadas e que se deslocam de maneira uniforme, mantendo uma certa identidade durante seu tempo de vida, que varia entre poucas horas até um dia (SILVA DIAS, 1987). Já os CCM, são aglomerados de nuvens organizadas de maneira circular e área $> 100.000 \text{ km}^2$ e temperatura do topo da nuvem $\leq -32 \text{ }^\circ\text{C}$ ou área $> 50.000 \text{ km}^2$ e temperatura do topo da nuvem $\leq -52 \text{ }^\circ\text{C}$, durante um período de pelo menos 6 horas (MADDOX, 1980).

A ZCIT é um dos mais importantes sistemas meteorológicos que atuam na região, através de sua ligação às anomalias de temperatura da superfície do mar, impactando as chuvas na bacia Amazônica (MARENGO et al., 2011). Estudos de Quadro et al. (2012), utilizando dados de reanálise, documentaram características de precipitação associadas ao transporte de umidade orientada no sentido noroeste á sudeste do Brasil, referenciando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que possui sua máxima intensidade nos meses de verão, aumentando o regime de precipitação na região Sul da Amazônia.

A intensa atividade convectiva na região da Norte, segundo Dias et al. (1983) e Figueroa et al. (1995), é um fator importante para o desenvolvimento de um anticiclone em altos níveis, conhecido como Alta da Bolívia (AB) e que, segundo Zhou e Lau (1998), seu desenvolvimento é primeiramente devido a um intenso aquecimento sobre o altiplano boliviano abaixo do nível de 500 hPa, moldando características da distribuição espacial e temporal da convecção na Amazônia (KOUSKY; KAGANO, 1981).

Em uma escala mais local, Fitzjarrald et al. (2008) encontraram uma diferença nos padrões locais de chuva na região de Santarém-PA. A precipitação vespertina foi gerada a partir da convecção local, balanceada pelos rios. Predominantemente, a precipitação média era principalmente noturna, hipótese de ser o resultado da passagem das linhas de instabilidade que se propagaram do litoral norte para a região da confluência. As LI formavam-se no final da tarde e propagavam-se no continente, posteriormente alcançando a região durante a noite.

Resultados de Cohen et al. (2014), encontraram uma máxima precipitação noturna ao longo do rio Amazonas, consistente com a hipótese de que esta precipitação estaria associada a passagem de LI neste período, reforçado pela canalização do rio e confluência do vento de retorno da brisa fluvial durante a noite.

3.5 Modelos atmosféricos e as parametrizações da convecção

Os modelos atmosféricos foram desenvolvidos para simular na tentativa de prever o comportamento da atmosfera, através de determinadas condições iniciais, consistindo em formulações matemáticas dos processos na atmosfera, superfície terrestre e oceânica, baseadas nos princípios físicos clássicos. Podem ser divididos em perfis da superfície até um certo nível da atmosfera, e são constituídos de uma malha horizontal onde as equações são calculadas formando uma grade composta por latitude, longitude, altitude, espaço e tempo. De acordo com sua abrangência, os modelos podem ser divididos em modelos regionais e globais. Os modelos baseiam-se nas equações da dinâmica da atmosfera, que expressam os princípios de conservação de movimento, massa e energia. Fenômenos que não podem ser resolvidos explicitamente para certo espaçamento de grade são incorporados através de parametrizações, tais como: a difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, interação de nuvens, água líquida precipitante, gelo, calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação, superfície d'água, efeitos cinemáticos do terreno e convecção cúmulos. As parametrizações do modelo podem ser alteradas para se adaptarem às condições de um determinado trabalho (SILVA, 2011).

Os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) possuem resolução na ordem de várias dezenas ou algumas centenas de quilômetros, sendo capazes de representar o comportamento de fenômenos em grande escala. Os Modelos de Circulação Regional (MCR) se propõem em prever fenômenos na mesoescala; como as frentes, orografia, brisa marítima e tempestades severas. Nesta escala, a previsibilidade é menor e as previsões são de curto prazo, devido a não-linearidade dos sistemas. Os MCR possuem resolução na ordem de poucas dezenas de quilômetros sendo capazes de representar comportamento de mesoescala em uma área específica (PIELKE, 2002).

Para produzir previsões de um estado futuro da atmosfera; por exemplo, a previsão quantitativa de precipitação, com os MCR, o mesmo é executado com uma condição inicial que descreve o estado atual observado na atmosfera e recebe como condição de contorno a previsão realizada por um MCGA (NOBRE et al., 2001; DRUYAN et al., 2002; SUN et al., 2005).

As nuvens *cumulus* nos modelos globais e regionais de tempo e clima são, em geral, determinadas a partir de modelos conhecidos como Parametrização de Nuvens *Cumulus* (PNC). A primeira PNC foi desenvolvida por Ooyama (1964) e por Charney e Eliassen (1964), que propuseram um mecanismo de cooperação mútua entre a convecção *cumulus* e o ambiente da grande escala, e também com a Instabilidade Condicional de Segunda Ordem (ICSO). O ICSO foi originalmente desenvolvido para simular a dinâmica de ciclones tropicais. Nesse modelo, as nuvens *cumulus* são responsáveis por gerar energia para os ciclones por calor latente de condensação do conteúdo de vapor d'água. Por outro lado, o ciclone fornece umidade via convergência de massa em baixos níveis para alimentar as nuvens.

A maneira como as parametrizações convectivas tratam a relação entre a estabilidade termodinâmica, ativação e intensidade da convecção, determina a forma da precipitação simulada em regimes convectivos profundos, como os da região Amazônica. De fato, a instabilidade termodinâmica não é o único fator que determina o surgimento da convecção profunda; o cisalhamento do vento, a dinâmica de pequena e de grande escala e as linhas de instabilidade podem exercer papéis fundamentais na ativação e na supressão de elementos convectivos que surgem sobre a região (ADAMS et al., 2009).

As pesquisas sobre interação da circulação de grande escala e a convecção *cumulus* tem recebido especial atenção, principalmente no que diz respeito aos esquemas que as parametrizam (KUO et al., 1997). Vários esquemas, tais como: Betts (1973), Kuo (1974), Arakawa e Schubert (1974), Kreitzberg e Perkey (1976) e Fritsch e Chappell (1980), foram desenvolvidos e incorporados em modelos numéricos, contudo nenhum dos esquemas pode ser considerado como resposta geral para o amplo conjunto de condições atmosféricas (KUO et al., 1997).

3.6 Parametrização da convecção no modelo WRF

Em um trabalho realizado por Rao et al. (2011), utilizando a versão 3.0.1.1 do Modelo de Pesquisa e Previsão do Tempo - Pesquisa Avançada do WRF ou *Weather Research and Forecasting - Advanced Research of WRF* (WRF-ARW) e dados de precipitação do Sistema de Previsão Global ou *Global Forecast System* (GFS), foram feitas simulações com resoluções espaciais de 15 e 5 km para entender a variabilidade das chuvas na região guianesa. Além disso, foi realizado testes de sensibilidade com combinações de parametrizações de nuvens *cumulus*, sendo uma em comum chamada de *Multi-scale Kain-Fritsch cumulus potential scheme* ou Multi-scale-KF-Cup (KAIN, 2004), usada para eventos de chuvas intensas ocorridas entre 28 e 30 de maio de 2010 e durante o furacão Earl, entre 25 de agosto e 4 de setembro do mesmo ano. Os resultados das combinações das parametrizações mostraram ser próximas, qualitativamente, do evento de chuvas fortes, embora os valores previstos sejam menores. Para o caso do furacão, a faixa de previsão na combinação com o esquema Multi-scale-KF-Cup mostrou menos erros em comparação com outras combinações.

A contribuição da evapotranspiração superficial para a convecção úmida, a nebulosidade e a precipitação ao longo dos flancos orientais dos Andes tropicais foi investigada por Sun e Barros (2015) usando o mesmo modelo citado no parágrafo anterior, na versão 3.4.1, bem como a mesma parametrização de nuvens e com espaçamento de grade em 1,2 km. A análise do balanço energético indicou que a evapotranspiração de superfície influencia a convecção úmida principalmente por seu impacto na instabilidade condicional, porque atua como uma importante fonte de entropia úmida nessa região. Quando a contribuição da evapotranspiração na superfície foi retirada, a energia disponível para convecção diminuiu em máximos de 60%. Por outro lado, quando o movimento convectivo não foi acionado termicamente, ou sob condições condicionais estáveis, o papel do aquecimento latente da superfície terrestre se tornou secundário. Na escala dos Andes propriamente dita, a remoção da evapotranspiração enfraqueceu os fluxos de declive, aumentando a estabilidade estática da troposfera inferior, pois o gradiente vertical da razão de mistura do vapor de água tendeu a ser menos negativo. Conseqüentemente, a convergência de umidade foi reduzida sobre a região. Na ausência de evapotranspiração de superfície, esse processo operou em conjunto com a energia convectiva amortecida, suprimindo a nebulosidade e diminuindo a precipitação diária em máximos de 50% nas simulações apresentadas.

No trabalho feito por Anabor et al. (2016), foi utilizado a versão 3.6 do mesmo modelo para simulações de 72 h em grades com resolução em 12 e 3 km para Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) ocorridos entre os dias 18 e 21 de junho de 2014 nas proximidades do sítio experimental ZF-2/LBA, em Manaus. O objetivo foi de verificar o impacto de duas parametrizações convectivas, sendo um esquema controlado pela por camada profunda e o Multi-scale-KF-Cup, controlado por condições de baixos níveis, na simulação de tempestades. A evolução do modo convectivo, *outflows* (fluxos de saída) e piscinas frias são observados nas duas simulações. A segunda parametrização reproduziu tempestades mais realistas com modo convectivo, propagação e correntes descendentes similares ao usualmente observado.

As alturas dos dosséis estão intimamente relacionadas às propriedades de biomassa e aerodinâmica, que regulam a transferência de energia e massa no conjunto solo-planta-atmosfera. No entanto, essas informações importantes são prescritas como um valor constante em modelos atmosféricos. O trabalho feito por Lee e Hong (2016) foi o primeiro a relatar impactos do uso da altura do dossel da floresta com dados de sensoriamento remoto mais realistas de um sensor, na simulação regional, usando os dados no modelo de superfície terrestre. Essas simulações numéricas sobre a bacia Amazônica foram realizadas no verão, com o mesmo modelo, porém na versão 3.7.1. Diferente da Multi-scale-KF-Cup, a parametrização de nuvens adicionada para este caso, foi a *New/Updated Kain-Fritsch cumulus parametrization scheme* ou Multi-scale-KF (ZHENG et al., 2016). As resoluções espaciais foram de 36 e 12 km para um período de 48 h. Ao modificarem o comprimento da rugosidade, a alteração da altura do dossel resultou em mudanças no balanço de energia da superfície através da regulação das condutâncias aerodinâmicas e do gradiente vertical da temperatura do ar, modificando o nível de condensação de elevação e a temperatura potencial equivalente na camada limite atmosférica. Em geral, a análise também mostrou que a parametrização e as novas configurações de rugosidade no modelo reproduziram melhor a precipitação observada na região da Bacia Amazônica.

Mourre et al. (2016) utilizaram diferentes de produtos de precipitação, bem como o modelo na versão 3.4.1 com uma parametrização chamada de *Grell-Devenyi ensemble scheme* ou Grell-3D (GRELL; DÉVÉNYI, 2002). As saídas do modelo estavam em grades com resolução espacial de 27, 9 e 3 km para simular padrões de chuva em uma bacia hidrográfica no Peru. Os resultados mostraram que as simulações superestimam amplamente os totais anuais, especialmente em baixa resolução espacial. Entretanto, reproduziram corretamente o ciclo diurno e localizaram os pontos de fortes chuvas de maneira mais realista do que os outros produtos utilizados. A principal fraqueza encontrada foi nos máximos anuais de chuva no cume, e não nas encostas, principalmente devido à falta de dados acima de 3800 m. Também foi encontrada uma limitação nos dados de satélite que

foram utilizados para as áreas cobertas de gelo. Embora todos os produtos sejam capazes de representar os padrões de precipitação espacial na escala anual, foi compreensível entender que nenhum deles ainda atenda ao desafio de representar as quantidades acumuladas de precipitação em períodos diários, sendo necessários para estudos glaciais e hidrológicos na região. Concluiu-se que o modelo e a parametrização obtiveram resultados positivos, exceto para regiões de grandes altitudes com superfície congelada. Com isso, recomendaram que novos métodos devam ser utilizados para mesclar vários produtos de chuva, de modo a aproveitar ao máximo seus respectivos pontos fortes.

Através do mesmo modelo atmosférico, versão e com a parametrização Grell-3D, Junquas et al. (2018) simularam o ciclo diurno médio na região central Norte dos Andes, com 15 anos de dados e espaçamento de grade de 27, 9 e 3 km. Também realizaram experimentos de sensibilidade para investigar o efeito da topografia nos padrões de precipitação observados. Os resultados mostraram que o modelo reproduziu os principais recursos de precipitação diurna, identificando pontos importantes. O primeiro processo atmosférico identificado foi a presença de uma circulação ciclônica em escala regional durante a tarde. No segundo foram circulações diurnas termicamente acionadas em escala local, incluindo transporte de vento e umidade. O terceiro foi a canalização do transporte de umidade da encosta da Amazônia ao longo da bacia hidrográfica de Apurimac em direção à parte ocidental da cordilheira.

Heredia et al. (2018) fizeram um trabalho sobre a região central do Equador, a qual recebe influência de três forçantes climáticas: a bacia amazônica, os Andes e a costa do Pacífico. Esse trabalho foi baseado em simulações na versão 3.7.1 do modelo, com grades na resolução de 27, 9, 3 e 1 km, e com a parametrização Grell-3D e correção do viés de precipitação das simulações com base nos dados observados. O método consistiu em modelar o viés de precipitação com um modelo de processo Gaussiano. O outro método foi uma adaptação espacial da abordagem de transformação da função de distribuição cumulativa, com base nos diagramas de Voronoï. Em ambos os critérios, a abordagem do modelo no processo gaussiano produziu melhores resultados. No entanto, no relevo acima de 2000 m, o método espacial de distribuição cumulativa pareceu preservar melhor os padrões físicos espaciais no modelo.

Um evento de forte chuva ocorrida no Nordeste da Índia em agosto de 2016 foi usado como estudo de caso no trabalho feito por Lekhadiya e Jana (2018), utilizando simulações com o modelo na versão 3.7.1, e com duas parametrizações de microfísica e três parametrizações de nuvens, dentre elas, a Multi-scale-KF em grades com resolução espacial de 10 km. A partir das simulações numéricas, foi identificado que dois experimentos acoplados ao Multi-scale-KF combinaram com

a precipitação observada. Assim, foi concluído que esses resultados mostraram bem o padrão de nuvens convectivas em eventos de forte precipitação.

Alterações na frequência e intensidade de eventos hidrometeorológicos graves nas últimas décadas na área metropolitana da Cidade do México motivaram o desenvolvimento de sistemas de alerta climático. O sistema de previsão do tempo para esta região foi avaliado em testes de sensibilidade por López-Bravo et al. (2018), usando o modelo em sua versão 3.5 e a Multi-scale-KF-Cup como a parametrização física de nuvens. As simulações foram feitas em uma grade com resolução horizontal de 12 km a partir de dados do GFS de julho de 2014. Os resultados mostraram que mudanças na extensão da área urbana e mudanças associadas em variáveis dinâmicas e termodinâmicas induziram circulações locais que afetam os ciclos diurnos de temperatura do ar, precipitação e dos ventos. Uma atualização da cobertura do solo e assimilação de dados quadridimensionais trouxe melhorias ao modelo. No entanto, erros relacionados à representação de convecção devido a parametrizações e microfísica ainda continuam sendo um desafio para a região.

O maior obstáculo para estudos de tempo e clima no Nordeste do Brasil é a falta de dados contínuos espacialmente bem distribuídos. Fontes alternativas de dados têm sido buscadas para iniciar as pesquisas na região. Dantas et al. (2019) buscou avaliar a sensibilidade do modelo, em sua versão 3.7, a diferentes opções físicas de parametrização sobre a região Norte do nordeste brasileiro, dentre elas; a parametrização convectiva chamada de Grell-Freitas (GRELL; FREITAS, 2014). As análises foram realizadas para dois casos de Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre a região, que ocorreram entre janeiro e março de 2016. Nos resultados obtidos, foi possível perceber que as simulações apresentaram grandes diferenças conforme o esquema de *cumulus*. O Diagrama de Taylor foi utilizado como ferramenta estatística para analisar a destreza das simulações em relação aos dados observados, tendo como resultado a parametrização Grell-Freitas com viés em torno de 1.

Os tornados são manifestações extremas de tempestades severas que ocorrem em todo o mundo. No México, a região mais afetada pelo fenômeno é o Cinturão Vulcânico Trans-mexicano, uma região topográfica complexa na parte central do país, com grande densidade populacional. León-Cruz et al. (2019) realizaram uma pesquisa com objetivo de investigar o papel da topografia complexa na geração de condições de instabilidade que favoreceram a formação de dois tornados em agosto de 2012 e setembro de 2014. Simulações numéricas com o modelo na versão 3.6.1 foram realizados utilizando a parametrização Multi-scale-KF-Cup em domínios de 9, 3 e 1 km, objetivando obter conhecimento sobre diversas condições de tempo que precedem cada evento de tornado e identificar o papel do terreno complexo na geração de instabilidade necessária

à sua formação. Os resultados indicaram que uma circulação convergente de ar frio, seco e fluxos de umidade geraram altas instabilidades. Essas condições pareciam iniciar a partir da circulação sinótica e de mesoescala, mas determinadas pelas circulações locais dadas pela topografia. Os autores reiteraram que a compreensão dos riscos naturais dos tornados representa a primeira fase do processo de redução de riscos de desastres.

Santos et al. (2019) acoplaram dois modelos, sendo um deles o modelo de interesse, avaliando-os como ferramentas para um sistema de prognóstico de cheia para uma bacia hidrográfica do rio Paraíba do Meio, em Alagoas. O modelo de interesse foi configurado com o esquema de nuvens Grell-3D em domínios de 25, 5 e 1 km. Precipitações e vazões observadas foram coletadas das plataformas de observação de dados. Nove configurações de microfísica foram usadas para otimizar as previsões. O desempenho dos modelos foi avaliado com os indicadores de viés, mínimo erro quadrático, coeficiente de correlação linear de Pearson, coeficiente de Nash-Sutcliffe, pontuação de habilidade de Heidke, acertos e alarmes falsos. Os resultados mostraram que a habilidade de previsão foi considerada satisfatória. Na etapa de previsão de cheias, foi gerado coeficientes de Nash-Sutcliffe (0,749 e 0,572) para as bacias Atalaia e Viçosa. Em geral, a aplicação do modelo acoplado apresentou um bom potencial para desenvolvimento de sistemas de alerta.

Sousa et al. (2019) simularam a precipitação no norte da Amazônia, do período de 1988 a 1999, utilizando o modelo na versão 3.1.1 em grades de 15 e 45 km. A parametrização de nuvens utilizada foi a Multi-Scale-KF-Cup. A habilidade do modelo foi testada usando diferentes bases de dados observacionais de precipitação, representativas de escalas espaciais distintas. O refinamento de escala mostrou-se necessário para reproduzir a influência da superfície nos sistemas regionais e locais que afetam a distribuição das chuvas na região. O modelo, em geral, reproduziu os principais padrões espaciais observados de precipitação, sem o viés seco, típico dos modelos de circulação geral da atmosfera. Os resultados indicaram que a técnica de *downscaling* dinâmico trouxe mais desempenho do modelo para a previsão climática sazonal na região Amazônica.

Moya-Álvarez et al. (2020) avaliaram a sensibilidade da previsão de precipitação na região central dos Andes do Peru no modelo em sua versão 3.7. O esquema de parametrização de nuvens utilizada foi a Grell-Freitas em domínios de 18 e 6 km. Essa região está localizada a bacia do Mantaro, sendo uma das mais importantes da região. Além disso, as simulações foram realizadas com dez diferentes esquemas de Camada Limite Atmosférica em 19 dias entre 2009 e 2012. Com base na análise estatística entre modelo e observação, apenas 3 esquemas que mais ajudaram o modelo na previsão de chuvas. Além disso, os esquemas que geraram mais chuvas foram aqueles

com uma camada limite mais instável e velocidade do vento mais fraca, pelo menos com ventos de leste, estatisticamente predominantes nos dados apresentados.

Schwitalla et al. (2020) realizaram simulações com o modelo na versão 3.8.1 em grades de 3 e 45 km, durante um período de 5 meses. A parametrização de nuvens Grell-Freitas foi utilizada somente para a maior grade em comparação com a menor em outras configurações. O primeiro resultado mostrou que os padrões espaciais-temporais, bem como a vida útil e a velocidade de propagação dos sistemas de convecção tropical tornaram-se evidentes na simulação da menor grade. Enquanto a simulação da grade maior previa principalmente uma propagação para o oeste em forte desacordo com as observações, a simulação da grade menor produzia padrões de propagação para o leste, que concordavam com os dados comparativos. O segundo resultado mostrou que as simulações da menor grade foram mais próximas das observações em relação às assinaturas espectrais e ondas Kelvin de propagação para leste, enquanto essas assinaturas estavam ausentes nas simulações com a grade maior. O terceiro resultado mostrou que a cobertura de nuvens convectivas ao longo dos trópicos foi melhor representada na simulação da menor grade, enquanto a maior foi superestimada consideravelmente ao longo do Atlântico tropical, África e Oceano Índico. Enfim, o quarto resultado mostrou que os padrões espaciais de precipitação tropical e as regiões secas subtropicais foram muito melhor representados na simulação com a menor grade. Portanto, os autores indicam que a parametrização de nuvens utilizada nas simulações do modelo não representou resultados satisfatórios, pelo menos, em escalas de resolução global.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Descrição do modelo numérico

O modelo numérico de previsão do tempo utilizado para este trabalho, é atualmente denominado de Modelo de Pesquisa e Previsão do Tempo - Sistema Unificado de Modelagem Ambiental, do inglês *Weather Research and Forecasting - Unified Environmental Modeling System* (WRF-UEMS), na versão 19.8.1 (ROZUMALSKI, 2019). Está alocado no Centro de Recursos de Ciência e Treinamento ou *Science and Training Resource Center's* (STRC), onde incorpora solucionadores dos modelos estadunidenses do Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica ou *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e do Centro Nacional de Previsões Ambientais ou *National Center for Environmental Predictions* (NCEP), sendo semelhante ao WRF-ARW (SKAMAROCK et al., 2005). Toda a capacidade dos modelos foi mantida no UEMS; no entanto, a instalação, configuração e execução de cada uma delas trouxe simplificação para incentivar seu uso nas comunidades operacionais, privadas e de previsão e pesquisa entre as comunidades.

O processo de previsão numérica na qual leva ao resultado do modelo é baseado em rotinas que são divididas em pré-processamento, processamento e pós-processamento. A parte de pré-processamento é identificar, adquirir e processar os conjuntos de dados usados como condições iniciais e de contorno em uma simulação. É o primeiro passo na escada para modelar e o mais complexo de todas as configurações de execução, pois o mesmo classifica uma infinidade de opções para determinar qual conjunto de dados baixar, os tempos de ciclo e previsão necessários, obtenção e processo dos arquivos conclusos da interpolação horizontal para o domínio configurado. A rotina de processamento é responsável por garantir que a configuração seja válida, criando as condições iniciais e de contorno e, em seguida, executando a simulação. Ao executar uma simulação, a rotina executa o programa Real ARW e, em seguida, o Núcleo ARW. O primeiro programa trata da interpolação vertical da saída dos dados de inicialização para os níveis de modelo especificados, seguida da criação das condições de contorno iniciais e laterais. Após criar com sucesso os arquivos, a rotina passará ao segundo programa para finalizar a rotina. A última rotina é do pós-processamento, a qual gerencia o processamento de saída de arquivos. Após a conclusão de uma simulação, os arquivos são movidos para o diretório. Na execução do final, os usuários possuem a liberdade de processarem os dados em uma variedade de formatos secundários e, em seguida, exportar as informações para outros locais.

4.2 Condições iniciais e de contorno do modelo

Para as condições iniciais, foram utilizados dados do sítio de Reanálise e Reformulação do Sistema de Previsão do Clima ou *Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast* (CFSRR), com resolução horizontal de $0,5^\circ$ para o dia 28 a 29/04/2017, iniciando de 18 até 18 UTC. Originalmente, os dados de reanálise possuem resolução temporal em escalas de 00, 06, 12 e 18 UTC. Contudo, o modelo permite que seja feita uma interpolação para variando em 30 minutos.

A base, com supervisão do NCEP, utiliza abordagens científicas mais recentes para obter ou assimilar observações de fontes de dados, incluindo observações de superfície, balões de ar superior, aeronaves e de satélite. Os dados passaram por uma evolução coordenada; primeiramente a partir do *Climate Forecast System Reanalysis* (Reanálise do Sistema de Previsão do Clima), depois pelo *Climate Forecast System reforecast* (Sistema de Previsão do Clima Reformulado), e posteriormente como CFSRR. A análise e as previsões sofreram atualizações importantes e, hoje, a base de dados estão relacionadas à nova atualização chamada de *Climate Forecast System Version 2* (Sistema de Previsão do Clima Versão 2), com arquivos processados continuamente (SAHA et al., 2010, 2014). Neste estudo, foram definidas 4 grades (domínios) com intervalos de 1 hora para a 1.^a e 30 minutos para as demais.

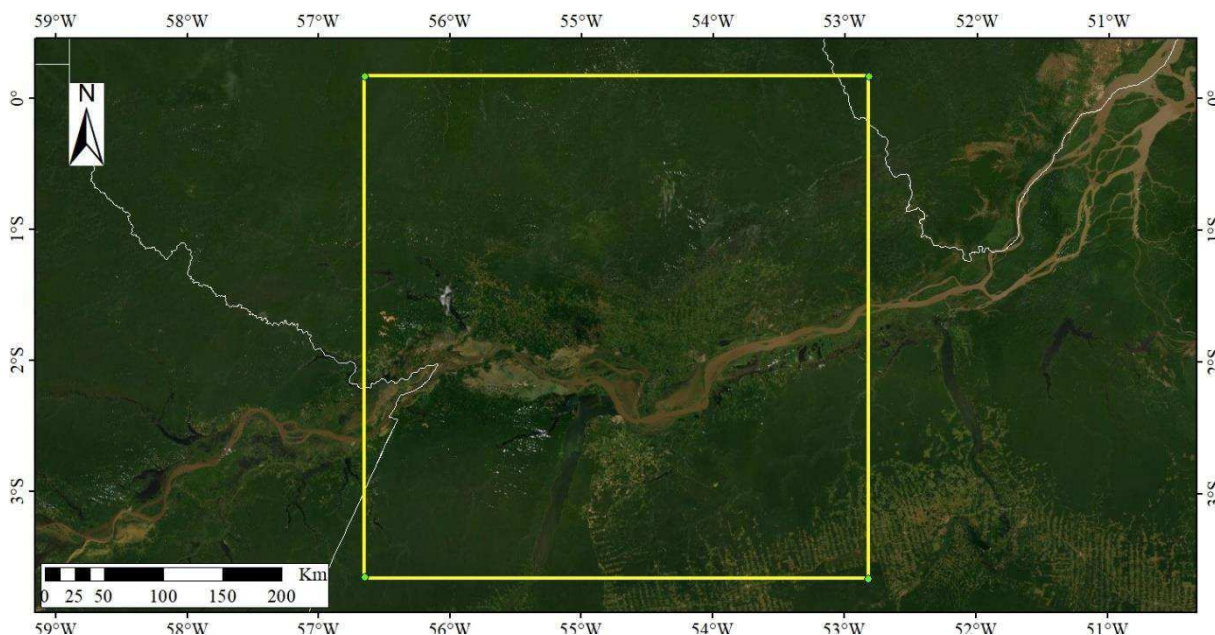


Figura 4.1 - Localização espacial do 4.º domínio utilizado para as simulações com o modelo.

A ideia do trabalho se propôs em utilizar a uma resolução espacial mais refinada e que também o computador possuísse capacidade de processar, finalizando com grades aninhadas em resoluções de 16,7 km; 5,6 km; e 1,9 km (Tabela 4.1). *A priori*, somente a última grade (Figura

4.1), sobre a região Oeste do Pará, foi utilizada para a gerar dados estatísticos na versão 4.0.2 do programa *R Studio* e produtos gráficos no programa de exibição em grade ou *Grid Analysis and Display System* (GrADS) dos campos de divergência (+), convergência (-) e direção do vento ao nível de 950 hPa, perfil de umidade específica e movimento zonal e vertical entre os níveis de 1000-100 hPa (em g kg^{-1} , m^{-1} e Pa s^{-1}), transporte zonal de umidade integrado verticalmente entre os níveis de 1000-500 hPa (em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) e temperatura da superfície (em $^{\circ}\text{C}$), bem como a dos índices de instabilidade.

Tabela 4.1 - Condições iniciais e de contorno das simulações no 4.º domínio.

Variável	Limites	Quantidade
Latitude	-3,659 S; 0,17 N	231
Longitude	303,35 O; 307,181 L	231
Níveis de pressão	1013,25 hPa; 25 hPa	38
Tempo da simulação	18 a 18 UTC; 30 a 30 min.	49

4.3 Descrição geral das parametrizações físicas

O primeiro passo do processo foi a instalação do modelo WRF-UEMS em uma máquina com o sistema operacional Linux, com 8 núcleos, 8 gigabytes de RAM e Intel i7. Ao realizar a segunda etapa da simulação processamento, o modelo indicou que, para grades ≤ 10 km somente quatro parametrizações físicas de convecção *cumulus* são recomendadas. Portanto, as parametrizações foram utilizadas para cada uma das configurações conforme a Tabela 4.2.

Tabela 4.2 - Parametrizações físicas utilizadas nas simulações do modelo WRF-UEMS.

Parametrização	Esquema	Referência
Microfísica	Lin et al.	(LIN et al., 1983)
Radiação de Onda Curta	Dudhia	(DUDHIA, 1989)
Radiação de Onda Longa	RRTM	(MLAWER et al., 1997)
Superfície do solo	NOAH	(CHEN; DUDHIA, 2001)
Camada limite	Yonsei University	(SKAMAROCK et al., 2005)
Relâmpago	LPI	(YAIR et al., 2010)
Cumulus	Grell-3D	(GRELL; DÉVÉNYI, 2002)
Cumulus	Multi-Scale-KF-Cup	(KAIN, 2004)
Cumulus	Grell-Freitas	(GRELL; FREITAS, 2014)
Cumulus	Multi-Scale-KF	(ZHENG et al., 2016)

O esquema *Lin et al.*, é um modelo de nuvem bidimensional que utiliza seis formas de substância da água (vapor, nuvem de água, de gelo, a chuva, neve e granizo). O modelo utiliza a técnica de parametrização de microfísica para representar os campos de precipitação que são todos

assumidos para seguir as funções de distribuição de tamanho exponencial. Os conceitos de conversão automática são usados para parametrizar os processos de colisão e coalescência e de colisão e agregação.

O esquema *Dudhia*, é uma versão bidimensional do modelo de mesoescala da Universidade Estadual da Pensilvânia, aplicada inicialmente em experimentos de convecção em monções. Nas configurações estão incluídas a fase do gelo de mesoescala, processos de umidade, radiação de ondas longas e curtas com um ciclo diurno. Isso permite o uso do esquema para testar a importância relativa de vários mecanismos de aquecimento para a nuvem estratiforme, que normalmente pode ocupar centenas de quilômetros em um domínio.

O esquema do Modelo de Transferência Radiativa Rápida e Precisa ou *Rapid and accurate Radiative Transfer Model* (RRTM), é um sistema voltado para aplicações climáticas, sendo bem desenvolvido e resultados amplamente avaliados. A versão atual do RRTM calcula fluxos e taxas de resfriamento para a região espectral de onda longa em uma atmosfera clara arbitrária. As moléculas tratadas no esquema são: vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio, metano, óxido nítrico e os halocarbonos comuns. A transferência radiativa em RRTM é realizada usando o método correlação-k: as distribuições k são obtidas diretamente a partir do sistema que conecta os coeficientes de absorção usados pelo RRTM para validações de irradiância de alta resolução feitas com observações.

O esquema *NOAH* é uma configuração feita para a superfície da terra, com intenção de fornecer não apenas variações diurnas razoáveis dos fluxos de calor da superfície como condições de contorno para modelos acoplados, mas também corrigir evoluções sazonais da umidade do solo no contexto de um sistema de assimilação de dados a longo prazo. Não relevante para este trabalho, porém, o esquema também está unificado com a temperatura e umidade do solo em quatro camadas, cobertura de neve fracionada e física de solo congelado.

O esquema *Yonsei University* possui configuração com camada de entranhamento explícita e perfil parabólico de k na camada limite convectiva seca. A profundidade da camada limite planetária é determinada a partir do perfil térmico. A difusão depende do Número de Richardson na atmosfera livre. O esquema também trabalha em ambientes de estabilidade com opção para mistura descendente conduzida por resfriamento radiativo.

O esquema do índice de Potencial de Relâmpago ou *Lightning Potential Index* (LPI), é um novo parâmetro nas configurações do modelo WRF-UEMS: é uma medida do potencial de geração e separação de carga que leva a relâmpagos em tempestades convectivas. Esse parâmetro é calculado na região de separação de carga das nuvens entre as temperaturas de 0 °C e -20 °C, onde

o mecanismo não indutivo envolvendo colisões de partículas de gelo e graupel na presença de água super-resfriada é mais eficaz.

4.4 Descrição da parametrização de nuvens cumulus Grell-3D

O esquema Grell-3D é uma versão melhorada do esquema *Grell-Dévényi*, dos mesmos autores, e pode ser utilizado em alta resolução (além de resoluções menores) se a opção de espalhamento da subsidência estiver ativada. No trabalho dos autores, foi mostrado dois métodos nos quais técnicas de conjunto e assimilação de dados foram utilizadas para encontrar o melhor valor para alimentar o modelo em escala maior. A estrutura é um esquema simples que se baseia em uma parametrização convectiva desenvolvida por Grell (1993). Em uma aplicação no modelo, o esquema simples foi expandido para permitir uma série de diferentes suposições que são comumente usadas em parametrizações convectivas e que provaram levar a uma grande sensibilidade em simulações de modelo. Nessa configuração, a parametrização utiliza a mesma terminologia de controle dinâmico (a modulação da convecção pelo ambiente), *feedback* (modulação do ambiente pela convecção) e controle estático (o modelo que é usado para determinar as propriedades da nuvem). A seguir, mostram-se algumas definições e configurações importantes da parametrização:

Muitas parametrizações *cumulus* usam alguma categoria de modelo de nuvem simplificado para calcular as propriedades da mesma. Apesar da simplicidade desses modelos, as suposições e os parâmetros escolhidos por esses modelos de uma dimensão podem levar a grandes sensibilidades na estrutura de uma parametrização *cumulus*.

No controle estático e *feedback*, foi escolhido implementar e testar suposições que influenciam diretamente a redistribuição vertical de calor e umidade ou a taxa de precipitação. Seguindo Grell (1993), aqui identificado como G1, foi introduzido o símbolo λ para denotar uma categoria de conjunto e reescrever a hipótese de arrastamento como:

$$\mu_{ue}(z, \lambda) - \mu_{ud}(z, \lambda) = \frac{1}{m_u(z, \lambda)} \frac{\partial m_u(z, \lambda)}{\partial z} \quad (1)$$

Em que μ_{ue} é a taxa bruta de arrastamento fracionário, μ_{ud} é a taxa bruta de arrastamento contrário fracionário (o subscrito u designa uma propriedade de corrente ascendente) e m é o fluxo de massa. Seguindo G1, cada subconjunto é normalizado pelo fluxo de massa na base da nuvem m_b para resultar:

$$m_u(z, \lambda) = m_b(\lambda)\eta_u(z, \lambda) \quad (2)$$

Em que η_u é o fluxo de massa normalizado. Dadas as condições iniciais e fechamentos para arrastamento, bem como as taxas de arrastamento contrário, as equações (1) e (2) podem ser usadas em conjunto com a equação de G1 para estimar as propriedades do modelo de nuvem, como fluxo de massa normalizado, condensação normalizada e perfis de evaporação, energia estática úmida e conteúdo de água líquida para cada membro do conjunto. A escolha das taxas de arrastamento e arrastamento contrário caracterizam os subconjuntos Ef2, Ef3 e Ef4, descritos na Tabela 4.3.

Tabela 4.3 - Visão geral dos conjuntos usados na parametrização Grell-3D.

Nome	Parte da Parametrização	Parâmetro	Variações
Edyn1	Controle dinâmico	Forçantes de grande escala	3
Edyn2	Controle dinâmico	A	4
Edyn3	Controle dinâmico	dte	3
Edyn4	Controle dinâmico	b	3
Edyn5	Controle dinâmico	l_t	3
Ef1	Controle estático/ <i>feedback</i>	β	6
Ef2	Controle estático/ <i>feedback</i>	$\mu_{ud}(z, \lambda)$	4
Ef3	Controle estático/ <i>feedback</i>	$\mu_{ue}(z, \lambda)$	6
Ef4	Controle estático/ <i>feedback</i>	$\mu_{dd}(z, \lambda)$	6

Os resultados também se mostraram muito sensíveis à dependência do fluxo de massa descendente no fluxo de massa ascendente. Seguindo G1, assumindo que parte da condensação total é evaporada na subsidência, esta dependência pode ser expressa como:

$$m_0(\lambda) = \beta(\lambda) \frac{I_1(\lambda)}{I_2(\lambda)} m_b(\lambda) \quad (3)$$

Aqui, $(1 - \beta(\lambda))$ seria a eficiência de precipitação (geralmente uma função do cisalhamento do vento e umidade da nuvem), m_0 o fluxo descendente originando o fluxo de massa e $I_1(\lambda)$ e $I_2(\lambda)$ a condensação evaporada e normalizada da corrente ascendente e descendente do conjunto λ . Este fechamento é geralmente muito sensível à parametrização da eficiência de precipitação e foi escolhido para o subconjunto Ef1 (Tabela 4.3).

No controle dinâmico, uma infinidade de fechamentos diferentes existe na literatura para determinar a quantidade e a localização da convecção. Muitos desses fechamentos podem ser usados neste esquema para determinar o fluxo de massa de base da nuvem. A primeira forma de fechamento é baseada em uma categoria de equilíbrio de estabilidade. Nessa parametrização, foi

optado por usar a definição da função de trabalho da nuvem A , uma medida integral da força de empuxo associada a uma nuvem do subconjunto λ , sendo descrito pela primeira vez por Arakawa e Schubert (1974), aqui identificado como AS. Na implementação original do esquema G1, um equilíbrio entre o forçamento de maior escala e a resposta da nuvem foi assumido:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (4)$$

Em que $A'(\lambda)$ é a função de trabalho da nuvem que foi calculada usando campos termodinâmicos que foram modificados por termos de força e A'' é a função de trabalho da nuvem que foi calculada usando campos termodinâmicos que foram modificados por uma nuvem com massa unitária arbitrária $m'_b(\lambda)dt$. A equação (4) pode ser facilmente resolvida para m_b . Em G1, A é calculado localmente (subconjunto Edyn1). Para seguir AS mais deforma similar, um valor climatológico para o mesmo foi usado (subconjunto Edyn2).

Em uma terceira implementação (subconjunto Edyn3), para simular um fechamento em que a estabilidade é removida pela convecção, como em Kain e Fritsch (1992), foi assumido:

$$-\frac{A(\lambda)}{(dt)_c} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (5)$$

Na qual tem o efeito de tornar $m_b(\lambda)$ forte o suficiente para remover a instabilidade disponível no tempo especificado $(dt)_c$.

Naturalmente, (5) é sensível à escolha do parâmetro. Outro grupo de suposições de fechamento amplamente utilizadas é baseado na convergência de umidade. Embora existam opções diferentes, foi escolhida uma suposição introduzida por Krishnamurti et al. (1983), onde a precipitação total R é assumida como sendo proporcional à advecção vertical integrada de umidade M_{tv} usando:

$$R = M_{tv}(1 + f_{emp})(1 - b) \quad (6)$$

Nesse caso, b é o parâmetro de umedecimento Kuo e f_{emp} é uma constante empírica. Além disso, pode ser mostrado (em G1) que o subconjunto de chuva é definido como:

$$R(\lambda) \equiv I_1(\lambda)(1 - \beta)m_b(\lambda) \quad (7)$$

As equações (6) e (7) podem ser usadas para calcular m_b em relação a M_{tv} . Este fechamento é usado para o subconjunto Edyn4. Qualquer outro fechamento de convergência de umidade pode ser empregado redefinindo M_{tv} . Outro fechamento dinâmico que é facilmente implementado foi introduzido pela primeira vez por Brown (1979), que assume que o fluxo de massa na base da nuvem é proporcional ao fluxo de massa ambiental \tilde{M} em algum nível troposférico inferior l_t . Esse nível pode ser considerado o topo da camada limite ou o nível do ar de origem da corrente ascendente. O fechamento de Brown modificado foi descrito por Frank e Cohen (1987), assumindo:

$$m_b(\lambda) = m_u(l_t, \lambda) = \tilde{M}(l_t) - m_d(l_t, t - \Delta t) \quad (8)$$

Nesse caso, $m_d(l_t, t - \Delta t)$ é o fluxo de massa descendente na etapa de tempo anterior. Este fechamento simula um intervalo de tempo entre a corrente de ar ascendente e descendente, prevendo a mesma de uma tempestade forçando outra corrente ascendente em um momento posterior. Este fechamento constrói a base para o subconjunto Edyn5.

Para os subconjuntos Edyn1, Edyn3, Edyn4, Ef1, Ef2, Ef3 e Ef4, os parâmetros são perturbados dentro de um intervalo (distribuição uniforme) delimitado por valores diferentes.

Para Edyn2, a propagação dos valores climatológicos de A foi escolhida com base no trabalho de Lord e Arakawa (1980). Em Edyn5, l_t foi considerado como o nível de convecção livre. Nas implementações atuais das versões deste esquema, foi usado a média do conjunto de m_b em cada etapa de tempo e ponto de grade para determinar o *feedback* para o modelo 3D.

Nessa configuração, foi desenvolvida uma nova estrutura de parametrização convectiva que pode usar um grande conjunto de suposições, bem como ao lado de técnicas de assimilação de dados para determinar o valor ideal para *feedback* em modelos tridimensionais. Os campos de saída do modelo que foram gerados pelos métodos estatísticos, também podem ajudar os cientistas a diagnosticar previsões ou simulações de modelo.

Essa parametrização também pode ser aplicada para verificar a redistribuição vertical de calor e umidade ou não arrastamento de hidrometeoros e sua interação com a radiação, se houver observações disponíveis. Quaisquer dados observados disponíveis, não tratados em esquemas tradicionais de assimilação de dados, mas relacionados à física, podem ser assimilados diretamente nos campos do modelo.

4.5 Descrição da parametrização de nuvens cumulus Multi-Scale-KF-Cup

O esquema Multi-Scale-KF-Cup foi derivado de uma parametrização anterior, sendo a sua estrutura fundamental descritas nos estudos de Fritsch e Chappell (1980). No trabalho de Kain e Fritsch (1990), o esquema recebeu várias outras mudanças, de modo que eventualmente se tornou distintamente diferente do esquema raiz (KAIN; FRITSCH, 1993). De modo geral, o esquema é uma parametrização de fluxo de massa. Ele utiliza o método de parcela lagrangiana, incluindo dinâmica de momento vertical para estimar se existe instabilidade e se alguma instabilidade existente ficará disponível para o crescimento da nuvem (SIMPSON; WIGGERT, 1969; KREITZBERG; PERKEY, 1976; DONNER, 1993). Essa nova configuração para nuvens rasas foi introduzida no modelo, bem como outras melhorias além na função gatilho usada nas parametrizações Kain-Fritsch anteriores com a distribuição de temperatura e umidade na camada limite convectiva via probabilidade funções de densidade. A seguir, mostram-se algumas definições e configurações importantes da parametrização:

Na função de gatilho, a primeira tarefa do esquema é identificar potenciais camadas de origem para as nuvens convectivas, ou seja, origem de camada ascendente (OCA).

Começando na superfície, camadas verticalmente adjacentes no modelo hospedeiro são misturadas até que a profundidade da mistura seja de pelo menos 60 hPa. Esta combinação de camadas de modelo adjacentes pode compor uma camada de corrente ascendente. As características termodinâmicas médias dessa mistura são calculadas, com a temperatura e a altura da parcela em seu nível de condensação por levantamento (NCL). Como uma primeira medida da probabilidade de iniciação convectiva, a temperatura da parcela T_{NCL} é comparada com a temperatura ambiente T_{amb} na parcela do NCL. Com base em observações que sugerem que o desenvolvimento convectivo tende a ser favorecido pelo movimento vertical de fundo (FRITSCH; CHAPPELL, 1980), a parcela é atribuída a uma perturbação de temperatura ligada à magnitude do movimento vertical resolvido na grade. A fórmula específica para esta perturbação δT_{VV} é:

$$\delta T_{VV} = k[w_g - c(z)]^{1/3} \quad (9)$$

Em que k é um número de unidade com dimensões $K s^{1/3} cm^{-1/3}$, w_g é uma velocidade vertical aproximada da grade média em execução no NCL ($cm s^{-1}$), e $c(z)$ é uma velocidade vertical limite dado por:

$$c(z) = \begin{cases} w_0(Z_{NCL}/2000), & Z_{NCL} \leq 2000 \\ w_0, & Z_{NCL} > 2000 \end{cases} \quad (10)$$

Em que $w_0 = 2 \text{ s}^{-1}$ e Z_{NCL} é a altura do NCL em metros. Por exemplo, a equação produz uma perturbação de temperatura de 1 K para cada 1 cm s^{-1} de velocidade vertical de fundo e pouco mais de 2 K quando w_g está com 10 cm s^{-1} acima do valor limite.

O uso deste termo de perturbação nos permite efetivamente eliminar a maioria das parcelas como candidatas para convecção profunda, o que é importante para a eficiência computacional. O processo de eliminação envolve a adição da perturbação de temperatura computada (tipicamente entre 1 e 2 K , por exemplo, em ambientes com movimento ascendente fraco a moderado) à temperatura da parcela no NCL. Se a temperatura resultante ainda for menor que o valor ambiental (ou seja, $T_{NCL} + \delta T_{VV} < T_{amb}$), então esta parcela é eliminada da consideração e o processo é repetido. Se, no entanto, a parcela perturbada é mais quente do que seu ambiente, então a mesma prossegue para a convecção profunda.

Na formulação de fluxo de massa, as correntes ascendentes convectivas na parametrização são representadas usando um modelo de pluma de arrastamento e de não arrastamento em estado estacionário, incluindo a temperatura potencial equivalente θ_e e o vapor de água q_v . Conforme descrito em detalhes em Kain e Fritsch (1990), aqui chamado de KF90, o não arrastamento também inclui vários hidrometeoros. Altas taxas de arrastamento são favorecidas por alta flutuabilidade da parcela em ambientes úmidos e altas taxas de não arrastamento são favorecidas por baixa flutuabilidade da parcela em ambientes secos. Os fluxos de massa são necessários para compensar os transportes das correntes, de modo que o fluxo de massa convectiva líquido em qualquer nível da coluna seja zero. Esta estrutura para calcular efeitos convectivos tem sido usada por muitos anos (JOHNSON, 1976).

Em termos fundamentais, a parametrização reorganiza a massa em uma coluna usando os fluxos de corrente ascendente, descendente e de massa ambiental até que pelo menos 90% da energia potencial convectiva disponível seja removida. A escala de tempo convectiva, ou período de relaxamento, é baseada na escala de tempo advectiva na camada da nuvem, com um limite superior de uma hora e um limite inferior de meia hora. Uma crítica comum dos usuários da versão antiga era que às vezes era produzida precipitação leve generalizada em ambientes marginalmente instáveis (WARNER; HSU, 2000; COLLE et al., 2003). Além disso, a comparação com simulações com resolução para nuvem sugeriu que as correntes de ar estavam ascendendo muito no alto (LIU et al., 2001).

A partir disso, o mesmo foi sendo atenuado conforme versões mais novas, simplesmente impondo uma taxa de arrastamento mínima. Em particular, os cálculos de arrastamento e não arrastamento descritos em KF90 são realizados inicialmente, mas essa taxa ambiental líquida, M_{ee}

(em $kg\ s^{-1}$, usando a notação de KF90), não é permitida cair abaixo de 50% do ar ambiental total que se mistura com a ascendência do vento:

$$M_{ee} \geq 0,5\delta M_e \quad (11)$$

Em que δM_e é a taxa de mistura em $kg\ s^{-1}$. Essa mudança tem um impacto significativo em alguns ambientes. Segundo os autores, pareceu razoável introduzir fatores adicionais que promovessem a iniciação convectiva quando o forçamento em larga escala fosse favorável e suprimisse a iniciação quando o forçamento fosse fraco ou negativo. Então, para introduzir essa sensibilidade em novas versões do esquema, o raio da nuvem foi renderizado em função de um forçamento em larga escala. Conforme indicado em KF90, o raio da nuvem R (m) controla a taxa de mistura (a taxa de arrastamento máxima possível) de acordo com:

$$\delta M_e = M_{u0} \frac{(-0,03\delta p)}{R} \quad (12)$$

Em que M_{u0} é o fluxo de massa da corrente ascendente ($kg\ s^{-1}$) na base da nuvem, δp é a profundidade da pressão de uma camada do modelo (Pa) e 0,03 é uma constante de proporcionalidade ($m\ Pa^{-1}$). Em versões anteriores do esquema, R é mantido constante, normalmente em um valor de 1500 m. Neste caso, R é definido como:

$$R \begin{cases} 1000, & W_{KL} < 0 \\ 2000, & W_{KL} > 10 \\ 1000(1 + W_{KL}/10), & 0 \leq W_{KL} \leq 10, \end{cases} \quad (13)$$

Sendo o termo $W_{KL} = w_g - c(z)$, em $cm\ s^{-1}$.

Com essa modificação, a taxa de mistura aumenta conforme a velocidade vertical diminui perto da base da nuvem. Combinada com a taxa de arrastamento mínima, esta modificação normalmente resulta em maior diluição de parcelas de nuvens quando o forçamento da camada de subnuvens é fraco ou negativo. Ele promove uma diluição mais fraca quando o forçamento de baixo nível é mais forte. As versões anteriores da parametrização usavam um limite mínimo de profundidade de nuvem especificado, normalmente definido em 3-4 km. A intenção era delinear entre nuvens convectivas que produzem precipitação na superfície e/ou uma corrente descendente induzida por precipitação e aquelas que não fazem. O valor especificado parecia funcionar de forma eficaz na maioria das situações. No entanto, na predição quase operacional, notou-se que este valor especificado pode ser inadequado. Para permitir ao esquema parametrizar este processo, foi considerado necessário diminuir a profundidade mínima, especificada de acordo com:

$$D_{min} = \begin{cases} 4000, & T_{NCL} > 20 \text{ }^\circ\text{C} \\ 2000, & T_{NCL} < 0 \text{ }^\circ\text{C} \\ 2000 + 100T_{NCL}, & 0 \text{ }^\circ\text{C} \leq T_{NCL} \leq 20 \text{ }^\circ\text{C} \end{cases} \quad (14)$$

Em que D_{min} é a profundidade mínima da nuvem em metros.

Para o caso da convecção rasa, somente é ativada quando todos os critérios para convecção profunda são satisfeitos, exceto quando o modelo de nuvem produz uma corrente de ar mais rasa do que a profundidade mínima. Como parte das modificações convectivas rasas, δT_{VV} é definido como zero se a equação (9) produzir um valor negativo.

As nuvens rasas parametrizadas também são moduladas por uma suposição de fechamento diferente. Em particular, o fluxo de massa da base de nuvem M_{u0} é assumido como uma função da energia cinética turbulenta (ECT) na camada, que geralmente varia de $0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ em situações estáveis em cerca de $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ em camadas instáveis. Assim, decidiu-se atribuir o valor máximo de M_{u0} quando $ECT_{MAX} \geq 10$:

$$M_{u0} = \begin{cases} \left(\frac{ECT_{MAX}}{k_0} \right) \left(\frac{m_{OCA}}{\tau_c} \right), & ECT_{MAX} < 10 \\ \left(\frac{10}{k_0} \right) \left(\frac{m_{OCA}}{\tau_c} \right), & ECT_{MAX} \geq 10 \end{cases} \quad (15)$$

Em que m_{OCA} é a quantidade de massa na OCA, $k_0 = 10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e τ_c é o período convectivo entre 1800 e 3600 segundos. Assim, decidiu-se atribuir o valor máximo de M_{u0} quando $ECT_{MAX} \geq 10$, diminuindo linearmente para zero, quando sem ECT.

Para o caso da magnitude do fluxo de corrente descendente (FCD) no topo da OCA é especificado como:

$$-FDC_{OCA}/FCA_{OCA} = 2(1 - \overline{UR}) \quad (16)$$

Em que FCA é o fluxo de corrente ascendente e \overline{UR} é a umidade relativa média da camada.

4.6 Descrição da parametrização de nuvens cumulus Grell-Freitas

A parametrização Grell-Freitas é descrito como um parâmetro que pode ser utilizado em modelos de mesoescala não-hidrostáticos de alta resolução, bem como em sistemas de modelagem com resoluções de grade variadas e para simulações providas de convecção. A estrutura é um esquema simples que se baseia em uma parametrização convectiva desenvolvida por Grell (1993) e expandida por Grell e Dévényi (2002), chamadas aqui de G1 e G2. Em suma, o esquema descrito

em G1 foi expandido para permitir uma série de diferentes suposições que são comumente usadas em parametrizações convectivas e que provaram levar a uma grande sensibilidade nas simulações de modelo. O esquema G2, como já descrito, foi modificado para o Grell-3D para incluir opções espalhamento de subsidência em pontos de grade vizinhos. Outra abordagem interessante é que a parametrização usa o método estocástico, apresentada mais detalhadamente em Santos et al. (2013), que usa do mesmo para aumentar a habilidade de previsão de precipitação. A seguir, mostram-se algumas definições e configurações importantes da parametrização:

Seguindo G2, os fluxos não resolvidos de nuvens convectivas são descritos por:

$$\left(\frac{\partial s}{\partial t}\right)_c \equiv \overline{\left(\frac{\partial s}{\partial t}\right)_c} \equiv -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{F}_s - L\bar{F}_1) \quad (17)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_c \equiv \overline{\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_c} \equiv -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{F}_q + \bar{F}_1) - \bar{R} \quad (18)$$

Em que o termo s é a energia estática seca ($s = c_p T = gz$), o q é a razão de mistura e ρ é a densidade. O \bar{F}_s é do conjunto de fluxo médio de energia estática seca, \bar{F}_q do conjunto de vapor de água, \bar{F}_1 é da água líquida em nuvem suspensa, L é o calor latente de vaporização e \bar{R} é a precipitação convectiva média.

De acordo com essa abordagem feita pelos autores sobre o fluxo de massa normalizado, a condição de limite para temperatura e a razão de mistura da parcela no nível inicial pode ser modificada pela adição de uma perturbação proporcional aos fluxos de superfície, usando as seguintes relações:

$$\Delta T = -0,5 \frac{H}{\rho c_p L \omega^*} \quad (19)$$

E também:

$$\Delta q = -0,5 \frac{LE}{\rho L \omega^*} \quad (20)$$

Em que H e LE são os fluxos de calor sensível e latente, ρ a densidade do ar, c_p é o calor específico a pressão constante para o ar seco, L o calor latente de evaporação e ω^* é a velocidade de escala convectiva derivada da teoria de similaridade.

As interações do aerossol são implementadas através de dois processos, conversão da água da nuvem em água da chuva e eficiência da evaporação da chuva. Portanto, segundo as considerações feitas pelos autores, para o esquema Grell-3D:

$$\eta_u^n(z) \frac{\partial}{\partial z} (q_r^n) = c_0 q_1^n(z) \eta_u^n(z) = \frac{k \rho c q_1}{m_b} \quad (21)$$

Em que η_u^n é o nível de origem da corrente descendente, q_r^n é a tendência da água da chuva, q_1^n é o conteúdo de água líquida suspensa na corrente de ar, c_0 (m^{-1}) é o parâmetro de conversão automática simples e k é a taxa de auto conversão de Kessler. Da equação 21, percebemos que c_0 é escolhido assumindo um fluxo de massa de base arbitrária \overline{m}_b de 0,5. A parametrização da conversão em termos da densidade de núcleos de condensação (cm^{-3}) fica:

$$\overline{m}_b \eta_u^n(z) \frac{\partial}{\partial z} q_r^n = \frac{(\rho_c^n q_1^n)^2}{60 \left(5 + \frac{0,0366 DNC}{\rho_c^n q_1^n m} \right)} \quad (22)$$

Em que espessura óptica de aerossol é:

$$EOA = 0,0027 DNC^{-0,643} \quad (23)$$

Gotículas menores não só mudarão a conversão de água da nuvem para água da chuva, mas também podem levar a um aumento na evaporação. Os autores utilizaram o trabalho de Jiang et al. (2010) que analisaram a eficiência da precipitação em relação a aerossóis derivados de grandes simulações de turbilhões de nuvens *cumulus* quentes e precipitantes. Em seu artigo, expressam a eficiência de precipitação EP em termos do volume total de água da chuva R_v acumulada na superfície e o volume total de água condensada M_v :

$$EP = \frac{R_v}{M_v} \quad (24)$$

Na parametrização Grell-3D, R_v e M_v são normalizados com o fluxo de massa da base da nuvem \overline{m}_b . Seguindo a eficiência de precipitação que é seguida no trabalho citado anteriormente, a equação foi reescrita como:

$$EP \sim (I_1)^{\alpha_S-1} (DNC)^\zeta = C_{pr} (I_1)^{\alpha_S-1} (DNC)^\zeta \quad (25)$$

Em que C_{pr} é uma constante de proporcionalidade a depender de \overline{m}_b e $\alpha_S = 1,9$ e $\zeta = 1,13$ são constantes de regressão.

4.7 Descrição da parametrização de nuvens cumulus Multi-Scale-KF

A parametrização Multi-Scale-KF, foi desenvolvida com o objetivo de melhorar as previsões de precipitação de alta resolução, utilizando um esquema *Kain-Fritsch* atualizado com base no estudo das interações de escala-subgrade e nuvem-radiação descritas por estudos de Alapaty et al. (2012) ao introduzir a dependência da resolução e modificar a escala de tempo de ajuste e os processos de arrastamento que influenciam a precipitação superficial. Os esforços para melhorar a precisão da previsão da distribuição e variabilidade da precipitação superficial em alta resolução (1-10 km) são de vital importância para os aspectos locais da poluição do ar, deposição úmida e clima regional. No entanto, vieses e erros de precipitação podem ocorrer nessas escalas espaciais devido às incertezas nas condições meteorológicas iniciais e/ou esquemas de microfísica de nuvem em escala de grade. Em particular, ainda não está claro até que ponto um esquema de convecção em escala de subgrade poderia ser modificado para trazer consciência de escala para melhorar as previsões de precipitação de curto prazo de alta resolução nos modelos. Para tentativa diminuir esses problemas, os autores introduziram esta dinâmica de nuvem parametrizada para previsões de alta resolução. A seguir, mostram-se algumas definições e configurações importantes da parametrização:

Considerando que muitos parâmetros dos esquemas antigos estão vinculados ao espaçamento da grade de cerca de 25 km, foi derivado uma nova formulação dinâmica dependente da resolução da grade da escala de tempo de ajuste (τ) com base em equações formuladas por Bechtold et al. (2008):

$$\tau = \frac{\text{Escala de profundidade}}{\text{Escala de velocidade}} F_n(Dx) \quad (26)$$

$$\tau = \frac{H}{W} \beta \quad (27)$$

$$\beta = \left[1 + \ln \left(\frac{25}{Dx} \right) \right] \quad (28)$$

Em que H é a profundidade da nuvem (m), W é a velocidade vertical média da nuvem ($m s^{-1}$), $F_n(Dx)$ é o espaçamento da grade horizontal (km) e β é um parâmetro de escala dependente do espaçamento da grade horizontal do modelo (km).

Foi estendido sobre as configurações da parametrização, o trabalho sobre convecção rasa de Grant e Lock (2004), que usaram simulações e observações de um experimento para relacionar a velocidade vertical média da profundidade da nuvem W ao produto do fluxo de massa de corrente ascendente na base da nuvem e energia potencial de arrastamento como:

$$w = (\delta m_b A_e)^{1/3} \quad (29)$$

Em que δ é uma constante e definida como unidade para que a equação seja consistente com a dos autores anteriormente citados, m_b é o fluxo de massa da corrente ascendente da base da nuvem por unidade de densidade ($m s^{-1}$) e A_e é energia potencial de arrastamento ($m^2 s^{-2}$).

A nova formulação dinâmica para a escala de tempo de ajuste na parametrização foi definida como:

$$\tau = \frac{H}{(\delta m_b A_e)^{1/3}} \beta = \frac{H}{(\delta m_b A_e)^{1/3}} \left[1 + \ln \left(\frac{25}{Dx} \right) \right] \quad (30)$$

Assim, a escala de tempo de ajuste na equação aumenta à medida que a resolução aumenta, resultando em um tempo maior permitido para o consumo de energia pela física de nuvem parametrizada e a estabilização da atmosfera pelo esquema, facilitando uma transição gradual da restauração da estabilidade.

Mas, para previsões de precipitação convectiva de alta resolução, não ficou claro se o fluxo de massa da corrente ascendente em escala de subgrade desempenhava um papel importante no momento, massa e transporte de energia. Para abordar um aspecto dessa questão, foi considerado os impactos dos fluxos de massa da corrente ascendente na escala da subgrade usando uma metodologia linear simples. Um potencial benefício seria a redução do tempo de rotação do modelo em regiões ativas de convecção, aumentando a velocidade vertical em escala de grade. A metodologia de mistura linear simples proposta para aumentar a velocidade vertical em escala de grade foi expressa como:

$$w_{up} = \frac{M_{up}}{\rho} = \frac{M/Dx^2}{\rho} \quad (31)$$

$$w_n = w_g + M_{up} \quad (32)$$

Em que w_{up} é a velocidade vertical efetiva da corrente ascendente na escala da subgrade ($m s^{-1}$), M_{up} é o fluxo de massa da corrente ascendente na escala da subgrade ($m^2 s^{-1}$), ρ é a densidade convectiva da pluma ($kg s^{-3}$), M é a taxa de massa da corrente ascendente ($kg s^{-1}$), w_n é a velocidade vertical reformulada da grade ($m s^{-1}$) e w_g é a velocidade vertical na escala da grade ($m s^{-1}$).

A partir da metodologia de arrastamento baseada nas equações da parametrização Multi-Scale-KF-Cup, a taxa mínima de arrastamento para plumas convectivas é dada por:

$$\Delta M_e = M_b \frac{C}{R} \Delta P \quad (33)$$

Os autores justificam a mudança do R por $\alpha\beta/Z_{NCL}$. Segundo os mesmos, a principal vantagem é que em resoluções mais altas, R geralmente se aproxima do limite superior de 2 km usado no esquema, portanto, não é consistente com a suposição de que a fração de nuvem em escala de subgrade cobre apenas uma pequena área de uma célula de grade. Em tais situações, o diâmetro da nuvem se tornará 4 km e, no espaçamento da grade de 3 km, R é inadequado, pois o diâmetro da nuvem excede o tamanho. Então:

$$\Delta M_e = M_b \frac{\alpha\beta}{Z_{NCL}} \Delta P \quad (34)$$

4.8 Análise comparativa e estatísticas

Com o intuito de verificar o desempenho das parametrizações físicas de nuvens no modelo WRF-UEMS, nesta sessão, inicialmente utilizou-se de análises comparativas entre dados de temperatura do ar a 2 m medidos pela estação meteorológica automática A250 do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e os dados de reanálises parametrizadas em 4 simulações numéricas do modelo.

Para auxiliar na visualização do ambiente atmosférico aqui estudado, foram utilizadas imagens no canal infravermelho e temperatura realçada no topo da nuvem, disponibilizados pela Divisão de Sistemas e Satélites Ambientais (DSA), com resolução de 4 km e filtro de ondas longas em 10,7 μm do Satélite Operacional Ambiental Geostacionário ou *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-13). No caso das reanálises, foi considerado o valor do ponto mais próximo da localidade que possui a estação INMET A250. Uma comparação puramente gráfica destas séries, apesar de extremamente útil, não é suficiente para avaliar o desempenho das reanálises. Para isso utilizou-se uma série de medidas de índices estatísticos bastante utilizados na comparação entre resultados de modelos e observações (WILLMOTT, 1982; WEBER et al., 1982; BUCKLEY et al., 2004; SRIVASTAVA et al., 2013).

Os índices estatísticos utilizados são o Erro Médio Absoluto ou *Mean Absolute Error* (MAE), a Raiz do Erro Quadrático Médio ou *Root Mean Squared Error* (RMSE), o Coeficiente de Determinação (R^2) e o Coeficiente de Correlação (R). O MAE e o RMSE são mais representativos na avaliação do desempenho de modelos, visto que sumarizam a diferença média entre observação

e o dado do modelo. Nas definições dos índices, define-se como O_i a variável observada (temperatura do ar a 2 m) em determinado tempo i , e sua média temporal será definida por \bar{O} . As séries temporais para as reanálises e resultados de modelos serão representadas por M_i . A Tabela 4.4 mostra os índices e medidas de erros que serão usados.

Tabela 4.4 - Índices estatísticos para a análise dos dados.

Índice	Símbolo	Equação
Erro Médio Absoluto	MAE	$MAE = \frac{1}{N} \sum_i O_i - M_i $ (35)
Raiz do Erro Quadrático Médio	RMSE	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i (O_i - M_i)^2}$ (36)
Coefficiente de Determinação	R^2	$R^2 = \frac{\sum_i (M_i - \bar{O})^2}{\sum_i (O_i - \bar{O})^2}$ (37)
Coefficiente de Correlação	R	$R = \pm\sqrt{r^2}$ (38)

A utilização de gráficos de dispersão com medidas que sumarizam a diferença média entre observação e modelo, como o MAE, RMSE e Coeficiente de Correlação (R), fornecem uma visão mais adequada do grau de semelhança entre duas séries temporais (WILLMOTT, 1982). O coeficiente de determinação (R^2) é uma medida de ajuste de um modelo estatístico linear generalizado, como a regressão linear, em relação aos valores observados. O R^2 varia entre 0 e 1, indicando, em percentagem, o quanto o modelo consegue explicar os valores observados.

Devido ao modelo não ter processado na simulação, a partir de definições iniciais de Sonntag (1990), uma equação foi formulada em função da temperatura do ar (T) e Umidade relativa (UR) para a estimativa da temperatura do ponto de orvalho (Td):

$$Td = \frac{\lambda \cdot \left(\ln\left(\frac{UR}{100}\right) + \frac{\beta \cdot T}{\lambda + T} \right)}{\beta - \left(\ln\left(\frac{UR}{100}\right) + \frac{\beta \cdot T}{\lambda + T} \right)} \quad (39)$$

Em que $\lambda = 243,12$ e $\beta = 17,62$.

4.9 Índices de instabilidade

Um índice de instabilidade é qualquer quantidade que estime o potencial da atmosfera para um ambiente convectivo. Assim, os valores assumidos pelos índices de instabilidade atmosférica fornecem uma rápida avaliação da situação termodinâmica e do cisalhamento do vento em relação às condições convectivas (HALLAK; FILHO, 2012).

Nascimento (2005) classificou os índices de instabilidade em duas categorias: índices cinemáticos (ou de cisalhamento) e termodinâmicos. Os índices de cisalhamento são aplicados para previsão de tempestades associadas ao movimento rotacional de massas de ar que podem dar origem a tornados ou rajadas intensas de vento, enquanto os termodinâmicos expressam basicamente a instabilidade vertical dos primeiros níveis da troposfera. Para este estudo preliminar, serão utilizados os índices termodinâmicos IK e o *Total Totals* (ITT), com o intuito de estimar o potencial convectivo para as simulações do modelo (Tabela 4.5).

Tabela 4.5 - Fórmulas e referências dos índices termodinâmicos.

Índice	Fórmula	Referência
IK	$IK = (T850 - T500) + Td850 - (T700 + Td700)$	GEORGE (1960)
<i>Total Totals</i>	$ITT = T850 + Td850 - 2T500$	NASCIMENTO (2005)

O índice IK é uma medida do potencial para tempestades baseado na taxa de variação vertical da temperatura e no conteúdo e extensão vertical da umidade na camada atmosférica entre 850 e 700 hPa (Tabela 4.6). Para IK ser significativo, deve haver calor e umidade em abundância em baixos níveis. Uma camada seca em 700 hPa reduz o valor de IK. Assim, o IK é uma indicação da instabilidade potencial na metade inferior da atmosfera, disponibilidade de umidade na camada limite planetária e da redução de flutuação por meio do entranhamento de ar seco próximo ao nível de 700 hPa (BLUESTEIN, 1993).

Tabela 4.6 - Probabilidade de tempestades em função dos valores do índice K para latitudes médias nos EUA.

Índice K (IK)	Probabilidade de Tempestade (PT)
$IK < 15$	PT = 0%
$15 \leq IK \leq 20$	PT < 20%
$21 \leq IK \leq 25$	$20\% \leq PT \leq 40\%$
$26 \leq IK \leq 30$	$40\% \leq PT \leq 60\%$
$31 \leq IK \leq 35$	$60\% \leq PT \leq 80\%$
$36 \leq IK \leq 40$	$80\% \leq PT \leq 90\%$
$IK > 40$	> 90%

O índice ITT (Tabela 4.7) é função da estabilidade estática e da umidade em 850 hPa. O ITT pode não representar adequadamente a instabilidade atmosférica se a umidade local estiver confinada abaixo do nível de 850 hPa. Necessita de calor e umidade no nível 850 hPa, e ar frio em 500 hPa para ser significativo, e não é afetado se houver uma camada seca em 700 hPa. Valores

de ITT acima de 50 nas Planícies americanas, segundo Bluestein (1993), estão associados à convecção intensa.

Tabela 4.7 - Instabilidade atmosférica esperada em função dos valores do índice *Total Totals* para latitudes médias nos EUA.

Índice <i>Total Totals</i> (ITT)	Potencial para tempestades
$44 \leq \text{ITT} \leq 45$	Isoladas, Algumas Poucas Moderadas
$46 \leq \text{ITT} \leq 47$	Esparsas, Algumas Poucas Pesadas
$48 \leq \text{ITT} \leq 49$	Esparsas Moderadas, Algumas Pesadas; Algumas Isoladas Severas
$50 \leq \text{ITT} \leq 51$	Esparsas Pesadas, Algumas Severas; Tornados Isolados
$52 \leq \text{ITT} \leq 55$	Esparsas a Numerosas Pesadas, Poucas a Esparsas Pesadas; Alguns Tornados
$\text{ITT} > 55$	Numerosas Pesadas, Pancadas de Chuvas Esparsas, Tornados Esparsos

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Comparação entre os dados da estação e das simulações parametrizadas

Iniciando a análise comparativa entre os dados observados da estação meteorológica e as simulações parametrizadas, com o intuito de se verificar qual possui um melhor desempenho na representação dos parâmetros locais, optou-se por começar a análise a partir de gráficos de dispersão. A Figura 5.1 mostra gráficos de dispersão entre séries de dados da estação INMET A250 (eixo horizontal) e as simulações (eixo vertical). Os pontos pretos correspondem aos dados de temperatura do ar a 2 m, seguida pela reta de regressão. As simulações destacadas nessa figura são para as parametrizações físicas de nuvens *cumulus*: Grell-3D (Figura 5.1a), Multi-Scale-KF-Cup (Figura 5.1b), Grell-Freitas (Figura 5.1c) e Multi-Scale-KF (Figura 5.1d). Os parâmetros para comparação estatística R^2 e R são mostrados em cada gráfico da Figura.

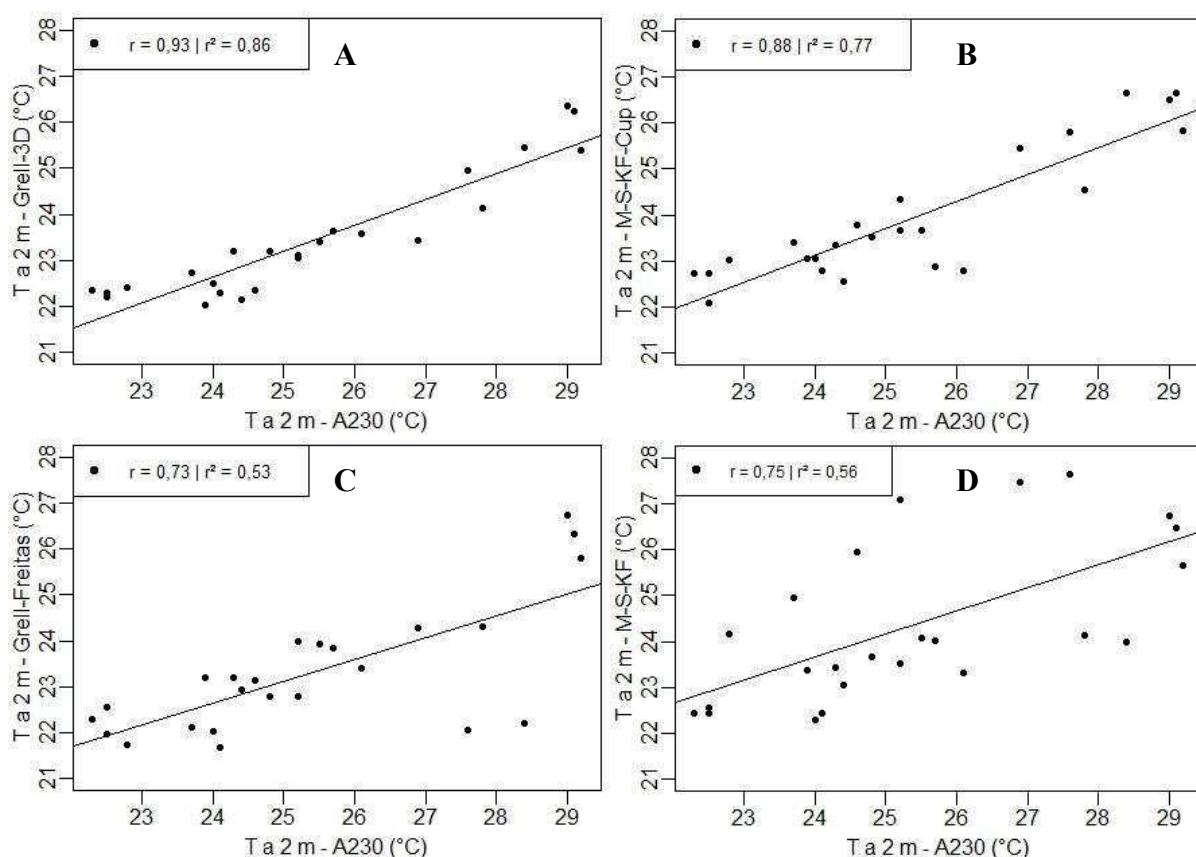


Figura 5.1 - Valores de temperatura do ar a 2 m da simulação em função da temperatura a 2 m da estação INMET A250 do dia 28-29/04/2017. A temperatura varia conforme a parametrização Grell-3d (a), Multi-Scale-KF-Cup (b), Grell-Freitas (c) e Multi-Scale-KF (d).

Verificou-se na Figura 5.1a, para a variável de temperatura do ar a 2 m, pouca dispersão dos pontos em torno da reta de regressão linear para os dados de reanálise quando comparados com os dados da estação INMET A250. O resultado mostrou valores bem maiores do coeficiente

de determinação ($R^2 = 0,86$) e coeficiente de correlação ($R = 0,93$) na comparação entre os dados observados (estação INMET A250) e os dados de reanálise configurados com a parametrização Grell-3D, mostrando uma forte correlação entre os mesmos.

A Figura 5.1b apresenta dados da variável temperatura do ar a 2 m configurada com a parametrização Multi-Scale-KF-Cup, com pontos um pouco mais dispersos. Contudo, apesar de o coeficiente de correlação ser ($R = 0,88$) e o coeficiente de determinação ($R^2 = 0,77$), ainda apresentam valores que indicam uma forte correlação entre as variáveis.

A Figura 5.1c apresenta dados de reanálise da temperatura do ar a 2 m com a parametrização Grell-Freitas. A partir dessa parametrização, a dispersão aumentou e o coeficiente de determinação e de correlação diminuiu, ficando com valores de ($R^2 = 0,53$) e ($R = 0,73$). Na Figura 5.1d, a dispersão tornou-se maior com os dados da parametrização Multi-Scale-KF. O coeficiente de correlação ficou em ($R = 0,75$) e o coeficiente de determinação em ($R^2 = 0,56$).

A Figura 5.2 mostra uma série temporal da variável de temperatura do ar a 2 m da estação meteorológica e das reanálises para cada parametrização. O preto indica a temperatura do ar a 2 medida na estação, dado principal a servir como base para as demais temperaturas. O azul representa a temperatura simulada através da reanálise e da parametrização Grell-3D. Os dados em vermelho representam a Multi-Scale-KF-Cup, o roxo é para o Grell-Freitas e o Amarelo para a Multi-Scale-KF. De modo geral, é mostrado a variação das temperaturas em relação à base (em preto). Inicialmente, todas as parametrizações subestimaram a temperatura do ar a 2 m que estava acima dos 28 °C. No meio da série, os dados tenderam a estabilização e, a partir da segunda metade, começam a subestimar. No final da série temporal, as parametrizações Grell-3D e Multi-Scale-KF-Cup estabilizaram mais rápido do que as demais.

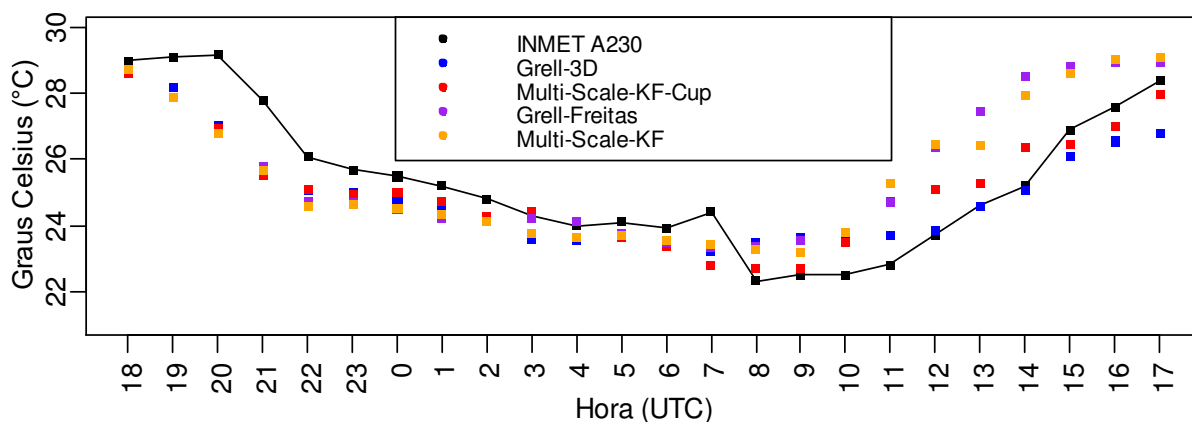


Figura 5.2 - Série temporal da temperatura do ar a 2 m (Observação e Simulação).

As séries de simulações parametrizadas possuem suas semelhantes entre si. As reanálises Grell-3D e Multi-Scale-KF-Cup possuem um desvio estatístico menos acentuado em relação as outras parametrizações. Como indicam os índices MAE e RMSE da Tabela 5.1, as medidas de temperatura do ar a 2 m das últimas duas parametrizações apresentaram em média de valores acima das demais e que essa diferença acentuada entre médias observadas e reanálises refletem nos baixos índices de correlação e coeficiente de determinação para as reanálises.

Tabela 5.1 - Índices estatísticos da comparação entre as simulações parametrizadas do modelo e os dados meteorológicos da estação INMET A250.

28-29/04/2017	MAE	RMSE	R	R ²
Grell-3D				
Temperatura do ar a 2 m	0,87	1,02	0,93	0,86
Multi-Scale-KF-Cup				
Temperatura do ar a 2 m	0,86	1,06	0,88	0,77
Grell-Freitas				
Temperatura do ar a 2 m	1,28	1,55	0,73	0,53
Multi-Scale-KF				
Temperatura do ar a 2 m	1,27	1,48	0,75	0,56

5.2 Comparações entre os índices de instabilidade das simulações parametrizadas

Nessa parte dos resultados, foi definido a comparação dos índices de instabilidade IK e ITT entre as parametrizações utilizadas nas simulações com os dados de reanálise. Após o término do processamento dos dados, foi utilizado o programa GrADS para o cálculo dos índices conforme as fórmulas mostradas na Tabela 4.5. Considerando as informações já repassadas na revisão bibliográfica, existem diversos sistemas convectivos que atuam sobre a região Oeste do Pará. Para este trabalho, levou-se em consideração os sistemas convectivos que, corriqueiramente, atuam durante a madrugada e provocam estragos

Então, para uma melhor visualização do ambiente atmosférico, optou-se inicialmente por utilizar imagens do satélite no canal infravermelho e topo da nuvem realçada entre os horários de 03, 09 e 15 UTC, o que representa os períodos de antes, durante e depois de um intenso sistema convectivo. Na figura 5.3 foi possível observar o deslocamento desse grande sistema convectivo de nordeste, bem como o seu ápice de atuação sobre a região Oeste do Pará, registrado no segundo quadro das imagens de satélite. Nesse horário, das 09 UTC (06 na hora local), foi registrado pontos brancos (topo de -80 °C) ao centro do sistema convectivo. A temperatura do topo da nuvem é um importante indicador para reconhecer nuvens *cumulonimbus* de grande desenvolvimento vertical.

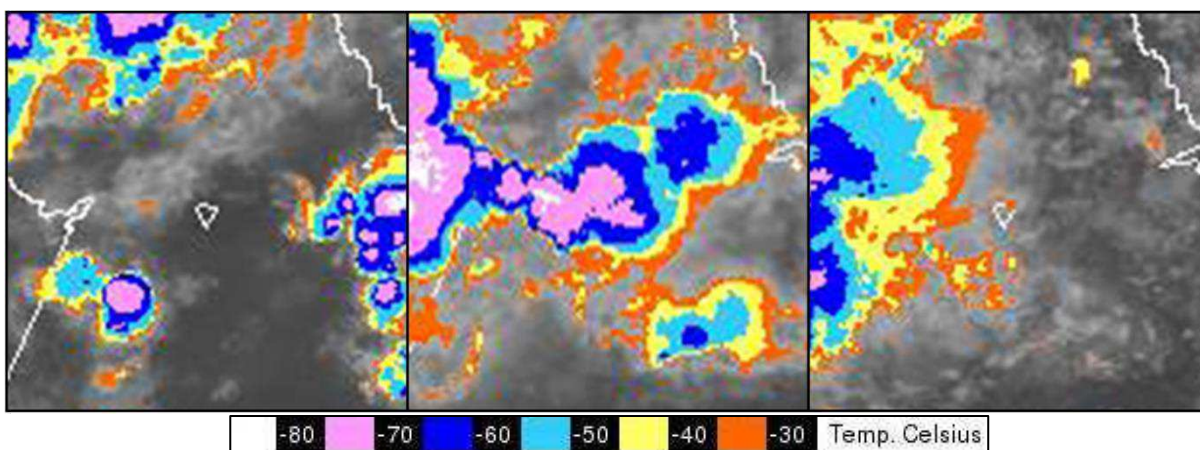


Figura 5.3 - Imagens em infravermelho e topo da nuvem realçado do GOES-13 para às 03, 09, 15 UTC do dia 29/04/2017.

A Figura 5.4 mostra o índice IK estimado através das reanálises simuladas pelo modelo WRF-UEMS configuradas com a parametrização física de nuvens *cumulus* Grell-3D nos horários de 03, 09, 15 UTC. A região de importância está exatamente abaixo da linha do mapa (contorno) situado na parte central do gráfico. Esta localização serviu de referência para a discussão das figuras seguintes.

No primeiro horário (03 UTC), a qual antecede a passagem do fenômeno pela região, foi possível observar que IK estava mais intenso sobre a região noroeste, atingindo valores próximos a 23. No segundo horário (09 UTC), na passagem do sistema convectivo, o índice aumentou significativamente sobre toda a região, com valores entre 21,5 e 22,5. Às 15 UTC, momento este em que o sistema já se deslocou, o IK voltou a diminuir, predominando o azul, cujos valores do índice ficaram entre 19,5 e 21 (Figura 5.4).

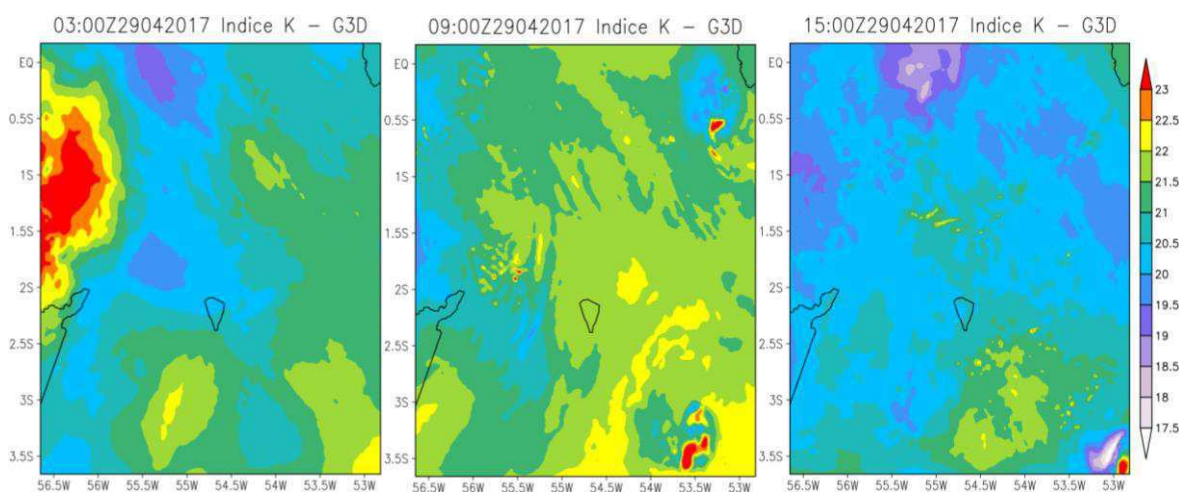


Figura 5.4 - Índice IK estimado por dados da simulação parametrizada com o Grell-3D.

Em relação ao primeiro horário (03 UTC), a qual antecede a passagem do fenômeno pela região, foi possível observar que IK estimado através do Multi-Scale-KF-Cup estava mais intenso e ocupou uma área maior sobre a região noroeste, com valores também próximos a 23. No segundo horário (09 UTC), o índice aumentou significativamente sobre toda a região, com valores entre 21,5 e 22,5. Às 15 UTC, momento este em que o sistema já se deslocou, o IK voltou a diminuir, predominando o azul, cujos valores do índice ficaram entre 19,5 e 21 (Figura 5.5).

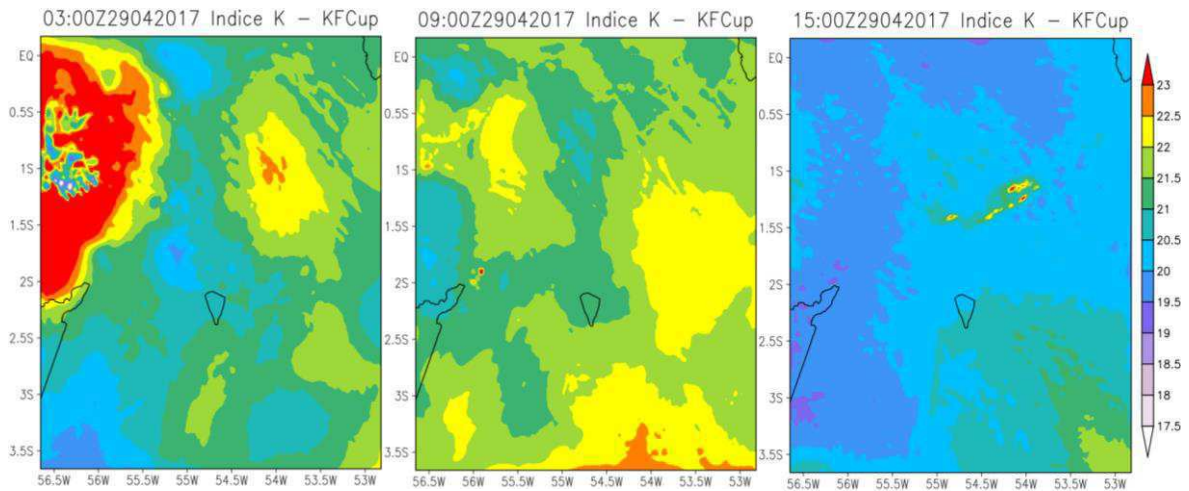


Figura 5.5 - Índice IK estimado pela simulação parametrizada com o Multi-Scale-KF-Cup.

Através da parametrização Grell-Freitas, no primeiro horário (03 UTC), foi possível observar que índice continuou intenso sobre a região noroeste, atingindo valores próximos a 23. No segundo horário (09 UTC), na passagem do sistema convectivo, o índice aumentou significativamente sobre o sul da região, com valores entre 21,5 e 23. Às 15 UTC, o IK se comportou de maneira diferente dos outros casos; houve o aumento de muitos pontos com valores variando entre 22 e 23 (Figura 5.6).

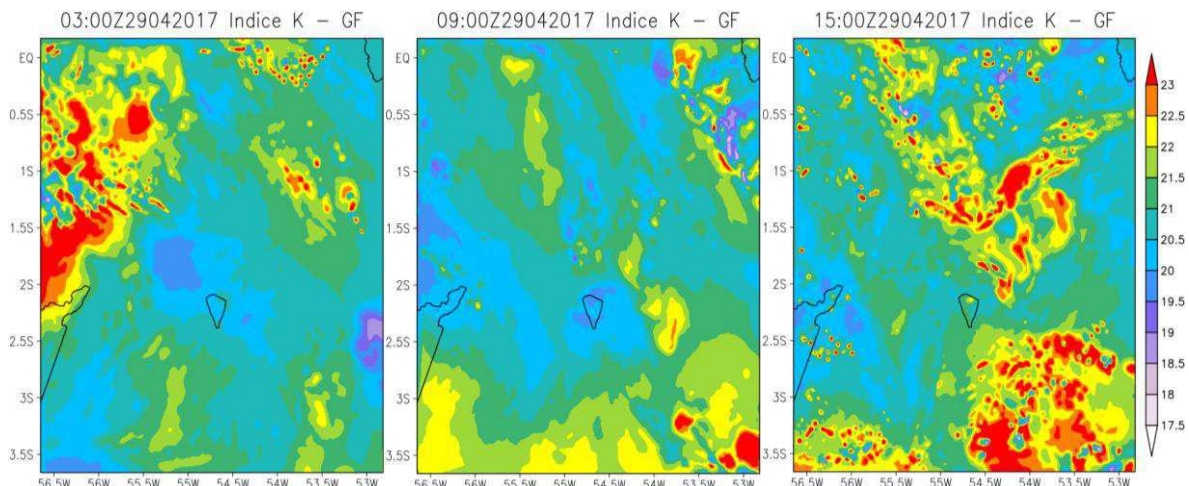


Figura 5.6 - Índice IK estimado pela simulação parametrizada com o Grell-Freitas.

No primeiro horário (03 UTC), foi possível observar que o IK, estimado com dados convectivos da parametrização Multi-Scale-KF, também estava mais intenso sobre a região noroeste, atingindo valores próximos a 23. No segundo horário (09 UTC), na passagem do sistema convectivo, o índice aumentou significativamente sobre toda a região sul, com valores entre 21,5 e 22,5. Às 15 UTC, o IK se intensificou, predominando as cores vermelho e azul, cujos valores do índice estavam entre 21,5 e 23 (Figura 5.7).

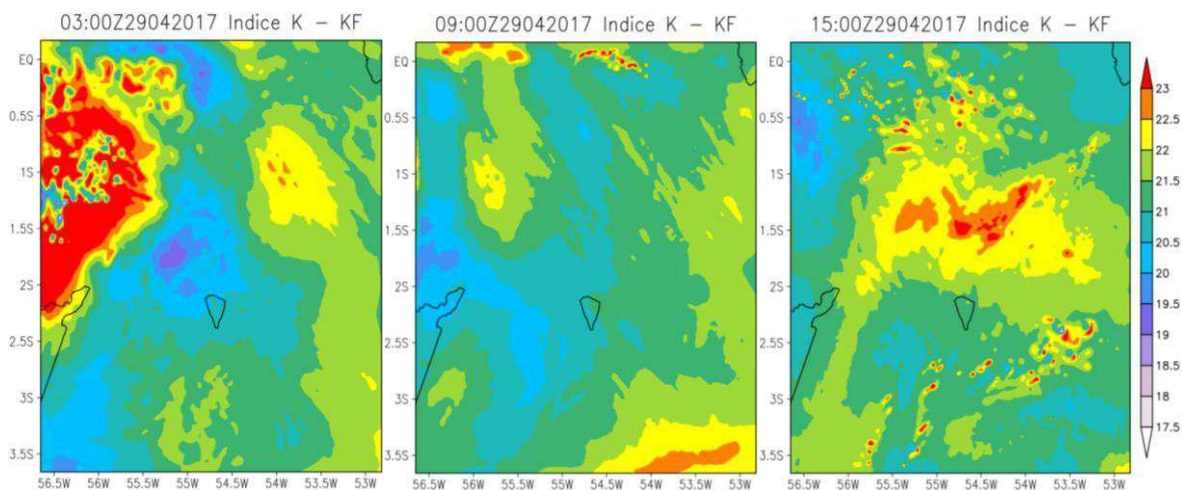


Figura 5.7 - Índice IK estimado pela simulação parametrizada com o Multi-Scale-KF.

A Figura 5.8 mostra o índice *Total Totals* (ITT) estimado através das reanálises simuladas pelo modelo e configuradas com a parametrização Grell-3D. No primeiro horário, o índice não fugiu do que foi visto anteriormente na Figura 5.4, com os maiores valores sobre o Noroeste, variando entre 44,5 e 45,5. No segundo horário, o índice se tornou mais homogêneo, variando entre 43 e 44. Já no terceiro horário, o índice diminuiu drasticamente, com os maiores valores entre 43,5 em maioria sobre a região sul.

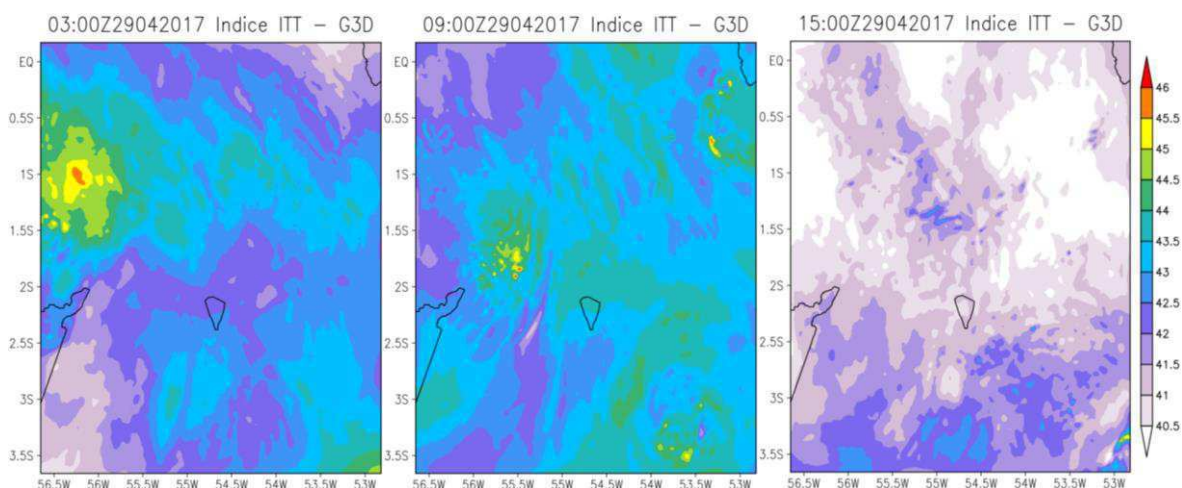


Figura 5.8 - Índice ITT estimado pela simulação parametrizada com o Grell-3D.

A Figura 5.9 mostra o índice ITT estimado através das reanálises simuladas pelo modelo e configuradas com a parametrização Multi-Scale-KF-Cup. No primeiro horário, os dados mostraram que com os maiores valores estavam sobre o Noroeste, variando entre 44,5 e 46. No segundo horário, o índice sobre a região de estudo, variou entre 44 e 45. Já no terceiro horário, o índice diminuiu drasticamente, com os maiores valores variando em 41,5 sobre o Sudeste.

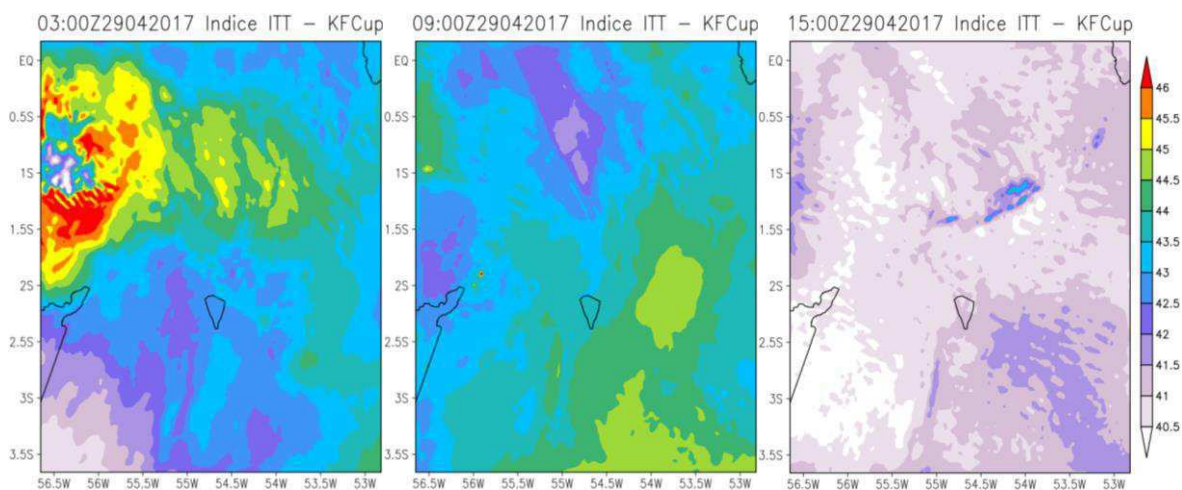


Figura 5.9 - Índice ITT estimado pela simulação parametrizada com o Multi-Scale-KF-Cup.

A Figura 5.10 mostra o índice ITT estimado através das reanálises simuladas pelo modelo e configuradas com a parametrização Grell-Freitas. No primeiro horário, o índice seguiu a mesma tendência de maiores valores sobre a região Noroeste, variando entre 44 e 46. No segundo horário, o índice variou sobre a maior parte da área e entre 45 e 46 da região Sudeste. Já no terceiro horário, o índice aumentou sobre a região de estudo, com valores entre 41 e 42,5.

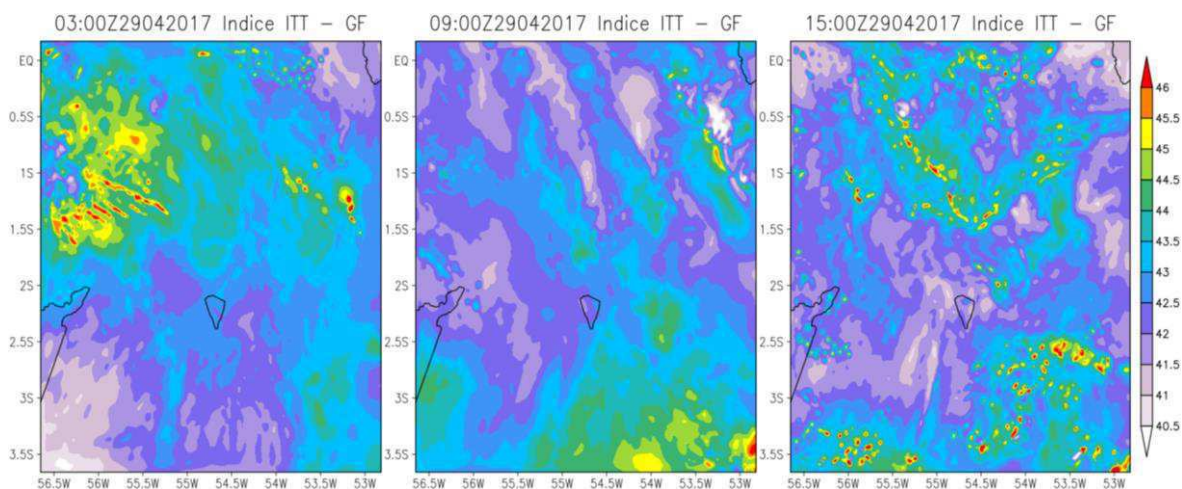


Figura 5.10 - Índice ITT estimado pela simulação parametrizada com o Grell-Freitas.

A Figura 5.11 mostra o ITT estimado através das reanálises simuladas pelo modelo e configuradas com a parametrização Multi-Scale-KF. No primeiro horário, o índice não fugiu do que foi visto anteriormente na Figura 5.4, com os maiores valores sobre o Noroeste, variando entre 44,5 e 46. No segundo horário, o índice ficou menos intensificado sobre a região Oeste e Sudoeste, variando entre 41 e 42,5. Já no terceiro horário, o índice acabou sendo intensificado sobre boa parte da região Norte, com os maiores valores entre 46 e 44.

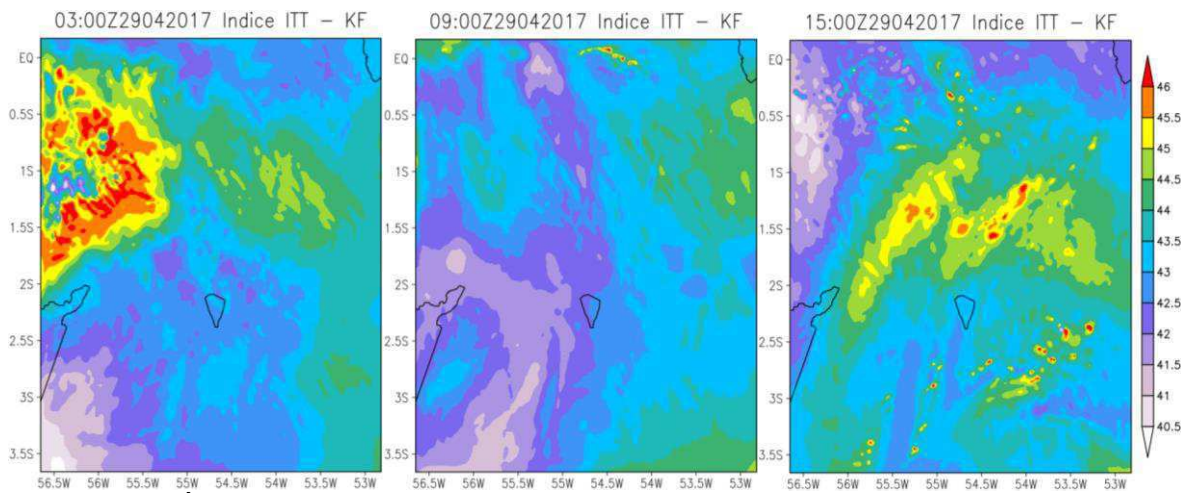


Figura 5.11 - Índice ITT estimado pela simulação parametrizada com o Multi-Scale-KF.

A utilização dos índices de instabilidade é de grande importância, pois consideram alguns parâmetros atmosféricos que fazem parte de todo processo de desenvolvimento das nuvens. O índice IK utiliza a taxa de variação vertical da temperatura e da umidade atmosférica entre as camadas de baixos níveis. No índice ITT, é necessário calor e umidade no nível 850 hPa, e ar frio em 500 hPa para ser significativo. Portanto, deve haver calor e umidade em abundância nos baixos e médios níveis da atmosfera. Nos resultados obtidos, os índices não tiveram a função de detectar um potencial de tempestades, mas sim de auxiliar na visualização do comportamento das variáveis diante das parametrizações físicas nas simulações de alta resolução horizontal e vertical. Apesar das imagens de satélite mostrarem sobre a região uma grande tempestade, ambos os índices demonstraram uma instabilidade moderada e com pouca oportunidade de tempestade. A parte a ser destacada foi a visível variação dos índices em cada parametrização, mostrando ser necessário cuidados elevados em relação ao esquema que será utilizado para um estudo de condições atmosféricas instáveis sobre a região amazônica.

5.3 Considerações sobre os campos meteorológicos da simulação parametrizada do modelo WRF-UEMS de melhores índices

Considerando que as simulações com a parametrização *cumulus* Grell-3D obtiveram os melhores índices para o estudo de caso escolhido, foram gerados campos meteorológicos conforme descrito no tópico 4.2.

A partir da análise dos campos de divergência (+), convergência (-) e direção do vento ao nível de 950 hPa, foi possível observar o transporte horizontal e vertical das massas de ar antes, durante e depois do fenômeno atmosférico. Então, buscou-se entender o envolvimento da ascensão e subsidência do ar na mesoescala e escala local. A direção do vento neste nível estava predominante da direção Nordeste e também com valores positivos de até 1, indicando o crescimento da divergência sobre a região Centro-Leste do campo das 06 UTC (Figura 5.12A).

Durante o horário das 09 UTC, foi possível observar um fluxo mais concentrado das linhas de vento e maior de divergência sobre a mesma região (Figura 5.12B). Este sistema estava com uma circulação que avançou sobre a área de análise, entre as latitudes de 2 e 2,5° Sul. Às 12 UTC (Figura 5.12C), foi possível identificar a dispersão mais heterogênea da divergência, da convergência e maior organização nas linhas de vento, indicando uma diminuição do fluxo mais intenso sobre a área.

Já no transporte zonal de umidade integrado verticalmente entre os níveis de 1000-500 hPa (em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), foi utilizado para acompanhar o transporte da maior camada de umidade. No horário das 06 UTC (Figura 5.12D), foi possível observar que, sobre a região da bacia hidrográfica, houve grande concentração da umidade em transporte zonal de Leste para Oeste, representado por valores próximos a $-400 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. No horário das 09 UTC (Figura 5.12E), o transporte de umidade sobre a área principal diminuiu levemente, porém ainda delimitou a superfície aquática. No horário das 12 UTC (Figura 5.12F), houve uma diminuição no transporte zonal de umidade sobre a região aquática, fazendo com a delimitação observada antes fosse desfeita.

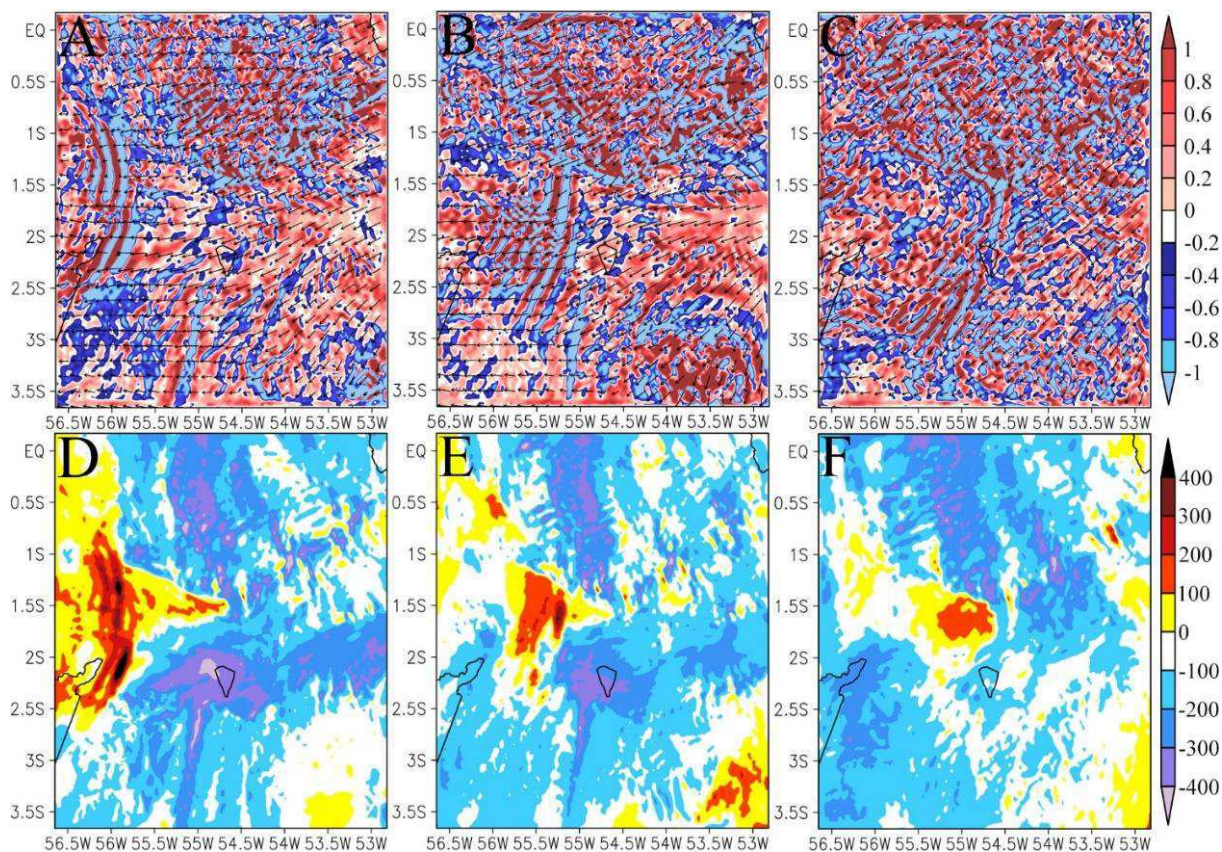


Figura 5.12 - Visualização dos campos de divergência (+), convergência (-) e direção do vento ao nível de 950 hPa (imagens A, B e C). Na metade inferior (imagens D, E e F), são os campos meteorológicos de transporte de umidade integrado verticalmente entre os níveis de 1000-500 hPa (em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Cada campo foi sequenciado alfabeticamente nos horários de 06, 09 e 12 UTC do dia 29 de abril de 2017.

A partir dos perfis de umidade específica, movimento zonal e vertical entre os níveis de 1000-100 hPa (em g kg^{-1} , m^{-1} e Pa s^{-1}), foi possível observar a distribuição da umidade entre os níveis da atmosfera, bem como a interação gerada entre o vento zonal e o movimento vertical. Antes da passagem do fenômeno, às 06 UTC (Figura 5.13G), a maior concentração de umidade, com o corte na latitude da região $2,4^\circ$ Sul, limitou-se entre as longitudes $56,5^\circ$ e 54° , próximo da superfície. Na parte vertical, a umidade $\geq 11 \text{ g kg}^{-1}$ atingiu níveis de até 800 hPa. Aos demais níveis, a variável foi mais uniforme. As linhas de vento seguiram em sua maioria de maneira ondulatória e desorganizada, exceto entre as longitudes de $56,5^\circ$ e $55,5^\circ$ que se comportaram, em todos os níveis, de modo organizado, circunvizinho e retilíneo, caracterizando movimentos ascendentes e descendentes visualizados anteriormente. A umidade próxima à superfície, das 09 UTC (Figura 5.13H), aumentou sobre a região de análise ($55,2^\circ$ Oeste), bem como houve o avanço do movimento vertical organizado para 55° . No horário das 12 UTC (Figura 5.13I), a umidade diminuiu e ainda houve atuação do movimento vertical organizado que provocou ondulações onde a umidade esteve presente, como mostram as Figuras 5.13G, 5.13H e 5.13I.

Com a utilização dos campos de temperatura da superfície, foi possível identificar a atuação da grande bacia hidrográfica na termodinâmica local. No horário da 06 UTC (Figura 5.13J), ficou visível o contraste entre as superfícies, sendo que os rios formaram a região mais aquecida, atingindo entre 24 °C e 27 °C. Na passagem do fenômeno, representado pelo campo das 09 UTC (Figura 5.13K), houve redução da temperatura em determinados pontos, contudo, visualmente semelhante ao campo anterior. Já no campo das 12 UTC (Figura 5.13L), devido à dissipação do fenômeno e aquecimento radiativo, houve aumento da temperatura, superando os 27 °C. A região de análise, que também compreende à confluência entre os rios, não trouxe alteração relevante da temperatura da superfície durante os três horários.

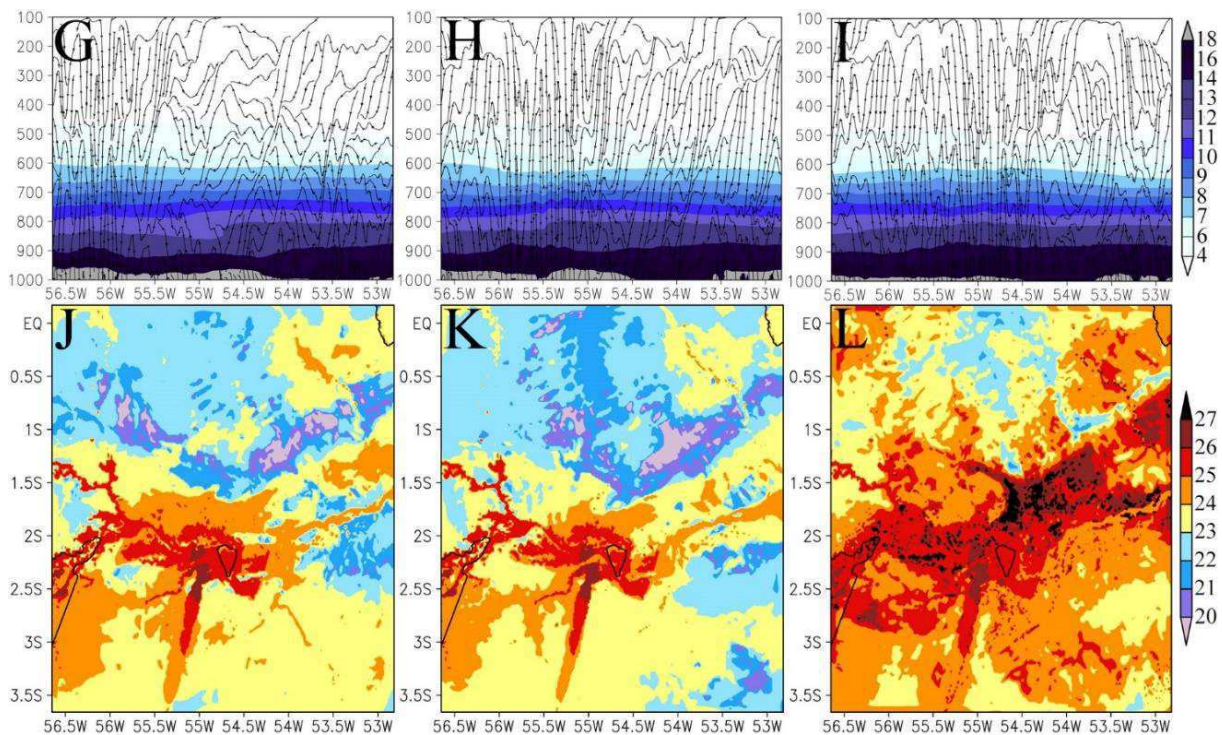


Figura 5.13 - Na metade superior (imagens G, H e I), são os campos de perfil da umidade específica, movimento zonal e vertical entre os níveis de 1000-100 hPa (em g kg^{-1} , m^{-1} e Pa s^{-1}), com corte na latitude de 2.4° Sul. Na metade inferior (imagens J, K e L), são os campos de temperatura da superfície (em °C). Esses campos também foram sequenciados alfabeticamente nos horários de 06, 09 e 12 UTC do dia 29 de abril de 2017.

A partir da análise dos campos de divergência, convergência e direção do vento ao nível de 950 hPa, foi possível identificar o crescimento da divergência em baixos níveis antes da chegada do sistema sobre a região, sendo que a direção das linhas de vento tornou-se favorável para o avanço da instabilidade (Figuras 5.12A, 5.12B e 5.12C). Na chegada da instabilidade, de fato, houve aumento da divergência em baixos níveis e a redução após a dissipação. Com os campos do transporte zonal de umidade integrado verticalmente entre os níveis de 1000-500 hPa, foi a mais

interessante para entender a influência do vento no transporte de umidade tanto em grande escala quanto em pequena.

A partir das configurações do domínio, foi possível identificar a grande influência da bacia hidrográfica amazônica na dinâmica do transporte local de umidade durante a noite sobre a região Oeste do Pará. Com os perfis com o corte latitudinal de 2,4° Sul de umidade específica, movimento zonal e vertical entre os níveis de 1000-100 hPa, foi possível observar a distribuição da umidade entre os níveis da atmosfera e também a interação gerada entre o vento zonal e o movimento vertical. A maior concentração de umidade limitou-se sobre a região Oeste até níveis de até 800 hPa. Aos demais níveis, a variável foi mais uniforme. As linhas de vento na região Oeste se comportaram, em todos os níveis, de modo organizado, circunvizinho e retilíneo, caracterizando movimentos ascendentes e descendentes contrários a instabilidade analisada, observados nos campos anteriores.

A partir dos campos de temperatura da superfície, foi possível identificar a atuação da grande bacia hidrográfica na termodinâmica local. Na região de análise, que também compreende à confluência entre os rios, não trouxe alteração relevante da temperatura durante os três horários. Com as informações destacadas nas Figuras 5.12 e 5.13, a simulação do modelo indicou uma conexão entre dois sistemas. No campo de divergência, foi possível observar ondulações contrárias a instabilidade vinda da região Nordeste do domínio. Tal configuração também foi observada pelos campos do transporte de umidade sobre a mesma área. Outro ponto importante a ser destacado foi da estabilidade da temperatura sobre a superfície aquática entre a confluência dos rios Arapiuns, Amazonas e Tapajós. Mesmo diante das condições que propiciaram a intensificação da instabilidade por convergência de umidade durante a noite, a superfície aquática não dissipou toda a sua energia térmica em um único evento meteorológico intenso.

Com os dados meteorológicos da simulação, foi possível identificar os sistemas de grande, pequena escala e toda a interação com a bacia hidrográfica. Considerando as imagens de satélite e o desenvolvimento da instabilidade, a ZCIT foi evidenciada como uma das fontes que geraram precipitação na região. A sequência dos dados mostrou que a precipitação da madrugada foi influenciada por linhas de instabilidade provindas da ZCIT e alimentada pela convergência de umidade local. Condições estas já descritas por Fitzjarrald et al. (2008) e Cohen et al. (2014).

5.4 Sobre os problemas das parametrizações nas simulações

Para entrar no mérito de destacar os problemas das parametrizações em relação às simulações, faz-se necessário primeiramente elucidar algumas características importantes de cada parametrização utilizada e posteriormente a descrição dos problemas e também indicadores que de alguma forma possam ajudar a melhorar as simulações sobre a região Oeste do Pará futuramente.

A parametrização Multi-Scale-KF, a mais recente, abordou a tentativa de melhorar as previsões da precipitação de alta resolução, utilizando configurações melhoradas de seus antecessores, com base no estudo das interações de escala-subgrade e nuvem-radiação, introduzindo a dependência da resolução, a escala de tempo de ajuste e os processos de arrastamento que influenciam a precipitação superficial. Na parametrização Grell-Freitas foi descrito como um parâmetro para modelos de alta resolução e sua estrutura foi baseada em configurações de método estocástico e interações com aerossóis através de dos processos de conversão da água da nuvem em água da chuva e eficiência da evaporação da chuva. O Multi-Scale-KF-Cup tem a sua estrutura fundamental baseada em uma parametrização de fluxo de massa, utilizando o método de parcela lagrangiana, incluindo dinâmica de momento vertical para estimar se existe instabilidade e se alguma instabilidade existente fica disponível para o crescimento da nuvem. Já o esquema Grell-3D tem três configurações principais que caracterizam o seu funcionamento; o controle dinâmico (estimativa do trabalho na nuvem), o controle estático (estimativa do arrastamento fracionário) e o *feedback* ou modulação do ambiente pela convecção (estimativa o fluxo de massa).

Os principais problemas que foram detectados estão relacionados principalmente ao excesso de configurações em cada parametrização física de nuvem. Ou seja, a ideia de melhorar as equações e inserir novos termos, tendem a modificar drasticamente os resultados. Para os resultados deste exercício de simulações, as parametrizações que possuem mais detalhes em seus termos (Grell-Freitas e Multi-Scale-KF), foram a que mais se distanciaram estatisticamente do real (dados observados). Nesse caso, as configurações mais tradicionais em seus termos (Grell-3D e Multi-Scale-KF-Cup), foram a que mais obtiveram valores estatisticamente apropriados ao esperado para as simulações. Isso não é devido a um erro ou tão pouco a excesso, mas em detalhes que não estão contidos diretamente nas parametrizações. A utilização de uma boa parametrização requer uma boa condição de contorno para resultados melhores.

6 CONCLUSÕES

Neste capítulo são apresentadas as principais conclusões coletadas a partir dos resultados preliminares dos parâmetros estatísticos e dos índices de instabilidade nos exercícios de simulações das quatro diferentes parametrizações *cumulus* de um evento convectivo intenso sobre a grande bacia hidrográfica da região Oeste do Pará.

A análise das simulações numéricas com dados de reanálise e de parametrizações da convecção profunda sobre a região Amazônica são uma parte importante e também do foco deste trabalho, visto que a região possui uma ampla gama de regimes convectivos e interações no complexo solo-planta-atmosfera.

Na comparação entre os dados da estação meteorológica e das simulações parametrizadas, no intuito de se verificar qual possui um melhor desempenho na representação dos parâmetros locais, foi verificado que dentre às quatro parametrizações utilizadas, as que obtiveram melhores indicadores estatísticos foram as simulações configuradas com o Grell-3D e a Multi-Scale-KF-Cup. As medidas de temperatura do ar a 2 m nas demais configurações apresentaram uma diferença acentuada, refletindo nos índices estatísticos.

A utilização dos índices de instabilidade foi de grande importância, pois considerou alguns parâmetros atmosféricos que fazem parte de todo processo de desenvolvimento das nuvens. Nos resultados obtidos, os índices não tiveram a função de detectar potencial de tempestades, mas auxiliar na análise do comportamento das variáveis diante das parametrizações físicas em simulações de alta resolução. As parametrizações físicas Grell-3D e Multi-Scale-KF-Cup, foram também as melhores em apresentar um ambiente convectivo em antes, durante e depois da passagem de um sistema intenso.

A partir da análise dos campos meteorológicos simulados com a parametrização Grell-3D, a de melhores índices, foi possível identificar, com auxílio das imagens de satélite, a atuação em grande escala da Zona de Convergência Intertropical atuando sobre o litoral paraense e a propagação de linhas de instabilidade para o interior da Bacia Amazônica. A chegada desse sistema sobre a região de confluência entre os rios Amazonas, Tapajós e Arapiuns, alimentou-se da umidade local, formando um sistema convectivo de mesoescala, resultando em tempestade severa sobre a região.

Esse estudo que deu início a testes sobre o desempenho de parametrizações convectivas na região Oeste do Pará, abre um caminho importante para as pesquisas atmosféricas sobre a região amazônica num conceito mais local. Haja visto que a região em específico possui um regime convectivo noturno singular e que ainda carece de pesquisas.

6.1 Sugestões para futuros estudos

Realizar um estudo mais aprofundo sobre a parametrizações físicas de nuvens *cumulus* sobre a região Oeste do Pará, utilizando dados mais extensos. A utilização de uma base de dados maior possibilitará utilizar vários ambientes convectivos ao longo do ano.

Outra ideia potencialmente eficiente é da utilização de mais índices de instabilidade, tanto termodinâmicos quanto cinemáticos. Essa sugestão possibilitará apurar mais a análise do ambiente convectivo da região em diversos parâmetros.

E por fim, a utilização de melhores condições de contorno para as simulações.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

ALAPATY, K.; HERWEHE, J. A.; OTTE, T. L.; NOLTE, C. G.; BULLOCK, O. R.; MALLARD, M. S.; KAIN, J. S.; DUDHIA, J. Introducing subgrid-scale cloud feedbacks to radiation for regional meteorological and climate modeling. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 24, p. 1-5, 2012.

ALBRECHT, B. A. Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. **Science**, v. 245, n. 4923, p. 1227-1230, 1989.

ANABOR, V.; PUHALES, F. S.; PIVA, E. D.; ACEVEDO, O. C. Parametrização convectivas e simulação explícita: testes de sensibilidade para sistemas convectivos amazônicos. **Ciência e Natureza**, v. 38, p. 467-476, 2016.

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, n. 3, p. 674-701, 1974.

AUGSTEIN, E.; RIEHL, H.; OSTAPOFF, F.; WAGNER, V. Mass and Energy Transports in an Undisturbed Atlantic Trade-Wind Flow. **Monthly Weather Review**, v. 101, n. 2, p. 101-111, 1973.

BECHTOLD, P.; KÖHLER, M.; JUNG, T.; DOBLAS-REYES, F.; LEUTBECHER, M.; RODWELL, M. J.; VITART, F.; BALSAMO, G. Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model: From synoptic to decadal time-scales. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 134, n. 634, p. 1337-1351, 2008.

BETTS, A. K. Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 419, p. 178-196, 1973.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic dynamic meteorology in midlatitudes. 2: Observations and theory of weather systems**. New York: Oxford Univ. Press, 1993.

BOUGEAULT, P. A Simple Parameterization of the Large-Scale Effects of Cumulus Convection. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 12, p. 2108-2121, 1985.

BRETHERTON, C. S. The Nature of Adjustment in Cumulus Cloud Fields. In: EMANUEL, Kerry A.; RAYMOND, David J. (Orgs.). **The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1993.

BROWN, J. M. Mesoscale Unsaturated Downdrafts Driven by Rainfall Evaporation: A Numerical Study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 2, p. 313-338, 1979.

BUCKLEY, R. L.; WEBER, A. H.; WEBER, J. H. Statistical comparison of Regional Atmospheric Modelling System forecasts with observations. **Meteorological Applications**, v. 11, n. 1, p. 67-82, 2004.

CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, P. L.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 9-10, p. 1865-1880, 2010.

CHARNEY, J. G.; ELIASSEN, A. On the Growth of the Hurricane Depression. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 21, n. 1, p. 68-75, 1964.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 4, p. 569-585, 2001.

COELHO, C. A. S.; CAVALCANTI, I. A. F.; COSTA, S. M. S.; FREITAS, S. R.; ITO, E. R.; LUZ, G.; SANTOS, A. F.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; PEZZA, A. B. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications**, v. 19, n. 2, p. 237-255, 2012.

COHEN, J. C. P.; FITZJARRALD, D. R.; D'OLIVEIRA, F. A. F.; SARAIVA, I.; BARBOSA, I. R. S.; GANDU, A. W.; KUHN, P. A. Radar-observed spatial and temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. ESP, p. 23-30, 2014.

COLLE, B. A.; OLSON, J. B.; TONGUE, J. S. Multiseason Verification of the MM5. Part II: Evaluation of High-Resolution Precipitation Forecasts over the Northeastern United States. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 3, p. 458-480, 2003.

COTTON, W.; ANTHES, R. **Storm and Cloud Dynamics**. Burlington: Elsevier, 1992.

DANTAS, V. A.; SILVA FILHO, V. P.; SANTOS, E. B.; GANDU, A. W. Testando diferentes esquemas da Parametrização Cumulus do modelo WRF, para a região norte Nordeste do Brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 12, n. 3, p. 754-767, 2019.

DIAS, P. L. S.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-Scale Response of the Tropical Atmosphere to Transient Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 11, p. 2689-2707, 1983.

DONNER, L. J. A Cumulus Parameterization Including Mass Fluxes, Vertical Momentum Dynamics, and Mesoscale Effects. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 6, p. 889-906, 1993.

DRUYAN, L. M.; FULAKEZA, M.; LONERGAN, P. Dynamic Downscaling of Seasonal Climate Predictions over Brazil. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3411-3426, 2002.

DUDHIA, J. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 20, p. 3077-3107, 1989.

FAN, J.; ROSENFELD, D.; ZHANG, Y.; GIANGRANDE, S. E.; LI, Z.; MACHADO, L. A. T.; MARTIN, S. T.; YANG, Y.; WANG, J.; ARTAXO, P.; BARBOSA, H. M. J.; BRAGA, R. C.; COMSTOCK, J. M.; FENG, Z.; GAO, W.; GOMES, H. B.; MEI, F.; PÖHLKER, C.; PÖHLKER, M. L.; PÖSCHL, U.; DE SOUZA, R. A. F. Substantial convection and precipitation enhancements by ultrafine aerosol particles. **Science**, v. 359, n. 6374, p. 411-418, 2018.

FERREIRA, V.; ANABOR, V. Climatologia de Sistemas Convectivos de Mesoescala ocorridos sobre a América do Sul no período de 2005 a 2006. **Ciência e Natura**, v. 37, n. ESP, p. 7-21, 2015.

FIERRO, A. O.; SIMPSON, J.; LEMONE, M. A.; STRAKA, J. M.; SMULL, B. F. On How Hot Towers Fuel the Hadley Cell: An Observational and Modeling Study of Line-Organized Convection in the Equatorial Trough from TOGA COARE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 9, p. 2730-2746, 2009.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; DA SILVA DIAS, P. L. Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, 1995.

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

FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L. L.; DE OLIVEIRA, R. C.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; BELDINI, T. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G00B11, p. 1-17, 2008.

FRANK, W. M.; COHEN, C. Simulation of Tropical Convective Systems. Part I: A Cumulus Parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 24, p. 3787-3799, 1987.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems. Part I: Convective Parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 8, p. 1722-1733, 1980.

FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. E. How Do Atmosphere and Land Surface Influence Seasonal Changes of Convection in the Tropical Amazon? **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1306-1321, 1999.

GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; GRECO, S.; SCALA, J.; SWAP, R.; FITZJARRALD, D. R.; MARTIN, D.; BROWELL, E.; SHIPMAN, M.; CONNORS, V.; HARRISS, R.; TALBOT, R. The Amazon Boundary-Layer Experiment (ABLE 2B): A Meteorological Perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 71, n. 1, p. 19-32, 1990.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. New York: John Wiley, 1996.

GEORGE, J. J. **Weather forecasting for aeronautics**. London: Academic Press, 1960.

GRABOWSKI, W. W.; MONCRIEFF, M. W. Moisture-convection feedback in the tropics. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3081-3104, 2004.

GRANT, A. L. M.; LOCK, A. P. The turbulent kinetic energy budget for shallow cumulus convection. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 597, p. 401-422, 2004.

GRANT, L. D.; VAN DEN HEEVER, S. C. Aerosol-cloud-land surface interactions within tropical sea breeze convection. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 13, p. 8340-8361, 2014.

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

GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 10, p. 5233-5250, 2014.

GRELL, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764-787, 1993.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 38-1-38-4, 2002.

HALLAK, R.; FILHO, A. J. P. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 173-206, 2012.

HEREDIA, M. B.; JUNQUAS, C.; PRIEUR, C.; CONDOM, T. New Statistical Methods for Precipitation Bias Correction Applied to WRF Model Simulations in the Antisana Region, Ecuador. **Journal of Hydrometeorology**, v. 19, n. 12, p. 2021-2040, 2018.

HOLTON, J. R.; HAYNES, P. H.; MCINTYRE, M. E.; DOUGLASS, A. R.; ROOD, R. B.; PFISTER, L. Stratosphere-troposphere exchange. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. 4, p. 403-439, 1995.

JIANG, H.; FEINGOLD, G.; SOROOSHIAN, A. Effect of Aerosol on the Susceptibility and Efficiency of Precipitation in Warm Trade Cumulus Clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 11, p. 3525-3540, 2010.

JOHNSON, R. H. The Role of Convective-Scale Precipitation Downdrafts in Cumulus and Synoptic-Scale Interactions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 10, p. 1890-1910, 1976.

JOHNSON, R. H.; RICKENBACH, T. M.; RUTLEDGE, S. A.; CIESIELSKI, P. E.; SCHUBERT, W. H. Trimodal Characteristics of Tropical Convection. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2397-2418, 1999.

JUNQUAS, C.; TAKAHASHI, K.; CONDOM, T.; ESPINOZA, J. -C.; CHAVEZ, S.; SICART, J. -E.; LEBEL, T. Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. **Climate Dynamics**, v. 50, n. 11-12, p. 3995-4017, 2018.

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. 1, p. 93-106, 1992.

KAIN, J. S. The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 1, p. 170-181, 2004.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 23, p. 2784-2802, 1990.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Convective Parameterization for Mesoscale Models: The Kain-Fritsch Scheme. In: EMANUEL, Kerry A.; RAYMOND, David J. (Orgs.). **The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models**. Boston, MA: American Meteorological Society, p. 165-170, 1993.

KHAIROUTDINOV, M.; RANDALL, D. High-Resolution Simulation of Shallow-to-Deep Convection Transition over Land. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, n. 12, p. 3421-3436, 2006.

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonica**, v. 11, n. 4, p. 743-758, 1981.

KREITZBERG, C. W.; PERKEY, D. J. Release of Potential Instability: Part I. A Sequential Plume Model within a Hydrostatic Primitive Equation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 3, p. 456-475, 1976.

KRISHNAMURTI, T. N.; LOW-NAM, S.; PASCH, R. Cumulus Parameterization and Rainfall Rates II. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 4, p. 815-828, 1983.

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, n. 5, p. 1232-1240, 1974.

KUO, Y. H.; BRESCH, J. F.; CHENG, M. -D.; KAIN, J.; PARSONS, D. B.; TAO, W. -K.; ZHANG, D. -L. Summary of a mini workshop on cumulus parameterization for mesoscale models. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 78, n. 3, p. 475-491, 1997.

LEE, J.; HONG, J. Implementation of spaceborne lidar-retrieved canopy height in the WRF model: Impact of Canopy Height on Climate. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 12, p. 6863-6876, 2016.

LEKHADIYA, H. S.; JANA, R. K. Analysis of Extreme Rainfall Event with Different Microphysics and Parameterization Schemes in WRF Model. **Positioning**, v. 09, n. 01, p. 1-11, 2018.

LEÓN-CRUZ, J. F.; CARBAJAL, N.; PINEDA-MARTÍNEZ, L. F. The role of complex terrain in the generation of tornadoes in the west of Mexico. **Natural Hazards**, v. 97, n. 1, p. 335-353, 2019.

LIMBERGER, L.; SILVA, M. E. S. Precipitação na bacia amazônica e sua associação à variabilidade da temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico: uma revisão. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, v. 20, n. 3, p. 657-675, 2016.

LIN, Y.; FARLEY, R. D.; ORVILLE, H. D. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 22, n. 6, p. 1065-1092, 1983.

LIU, C.; MONCRIEFF, M. W.; GRABOWSKI, W. W. Explicit and Parameterized Realizations of Convective Cloud Systems in TOGA COARE. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 7, p. 1689-1703, 2001.

LÓPEZ-BRAVO, C.; CAETANO, E.; MAGAÑA, V. Forecasting Summertime Surface Temperature and Precipitation in the Mexico City Metropolitan Area: Sensitivity of the WRF Model to Land Cover Changes. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, p. 6, 2018.

LORD, S. J.; ARAKAWA, A. Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment. Part II. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 12, p. 2677-2692, 1980.

MACHADO, L. A. T.; DESBOIS, M.; DUVEL, J. -P. Structural Characteristics of Deep Convective Systems over Tropical Africa and the Atlantic Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 3, p. 392-406, 1992.

MACHADO, L. A. T. The Amazon Energy Budget Using the ABLE-2B and FluAmazon Data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 18, p. 3131-3144, 2000.

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, n. D20, p. 8064, 2002.

MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D. R.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. A. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365-1380, 2014.

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

MAPES, B. E. The Large-Scale Part of Tropical Mesoscale Convective System Circulations. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 76, n. 1, p. 29-55, 1998.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; Soares, W. R.; Rodriguez, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, 2011.

MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L. A. T.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; BISCARO, T.; BRITO, J.; CALHEIROS, A.; JARDINE, K.;

MEDEIROS, A.; PORTELA, B.; DE SÁ, S. S.; ADACHI, K.; AIKEN, A. C.; ALBRECHT, R.; ALEXANDER, L.; ANDREA, M. O.; BARBOSA, H. M. J.; BUSECK, P.; CHAND, D.; COMSTOCK, J. M.; DAY, D. A.; DUBEY, M.; FAN, J.; FAST, J.; FISCH, G.; FORTNER, E.; GIANGRANDE, S.; GILLES, M.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; HUBBE, J.; JENSEN, M.; JIMENEZ, J. L.; KEUTSCH, F. N.; KIM, S.; KUANG, C.; LASKIN, A.; MCKINNEY, K.; MEI, F.; MILLER, M.; NASCIMENTO, R.; PAULIQUEVIS, T.; PEKOUR, M.; PERES, J.; PETÄJÄ, T.; PÖHLKER, C.; PÖSCHL, U.; RIZZO, L.; SCHMID, B.; SHILLING, J. E.; SILVA DIAS, M. A. F.; SMITH, J. N.; TOMLINSON, J. M.; TÓTA, J.; WENDISCH, M. 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.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16663-16682, 1997.

MOLINARI, J.; DUDEK, M. Parameterization of Convective Precipitation in Mesoscale Numerical Models: A Critical Review. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 2, p. 326-344, 1992.

MOLION, L. C. B. **Amazonia Rainfall and Its Variability**. Cambridge: Cambridge University Press, 2009.

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

MOLION, L. C. B.; DALLAROSA, R. L. G. Pluviometria da Amazônia: São os dados confiáveis? **Climanálise - Boletim de Monitoramento e análise climática**, v. 5, n. 3, p. 40-42, 1990.

MORRISON, H.; GRABOWSKI, W. W. Cloud-system resolving model simulations of aerosol indirect effects on tropical deep convection and its thermodynamic environment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 20, p. 10503-10523, 2011.

MOURRE, L.; CONDOM, T.; JUNQUAS, C.; LEBEL, T.; E. SICART, J.; FIGUEROA, R.; COCHACHIN, A. Spatio-temporal assessment of WRF, TRMM and in situ precipitation data in a tropical mountain environment (Cordillera Blanca, Peru). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 1, p. 125-141, 2016.

MOYA-ÁLVAREZ, A. S.; ESTEVAN, R.; KUMAR, S.; FLORES ROJAS, J. L.; TICSE, J. J.; MARTÍNEZ-CASTRO, D.; SILVA, Y. Influence of PBL parameterization schemes in WRF_ARW model on short-range precipitation's forecasts in the complex orography of Peruvian Central Andes. **Atmospheric Research**, v. 233, p. 104708, 2020.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005.

NEELIN, J. D.; PETERS, O.; HALES, K. The Transition to Strong Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 8, p. 2367-2384, 2009.

NESBITT, S. W.; CIFELLI, R.; RUTLEDGE, S. A. Storm Morphology and Rainfall Characteristics of TRMM Precipitation Features. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 10, p. 2702-2721, 2006.

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. **Characteristics of Amazonian Climate: Main Features**. Malden: American Geophysical Union, 2009.

NOBRE, P.; MOURA, A. D.; SUN, L. Dynamical Downscaling of Seasonal Climate Prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 12, p. 2787-2796, 2001.

OOYAMA, K. A dynamical model for the study of tropical cyclone development. **Geophysics International**, v. 4, n. 1, p. 187-198, 1964.

PIELKE, R. A. **Mesoscale meteorological modeling**. San Diego: Academic Press, 2002.

QUADRO, M. F. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; HERDIES, D. L.; Gonçalves, L. G. G. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 152-162, 2012.

RAO, R.; ALVES, L.; SEULALL, B.; MITCHELL, Z.; SAMAROO, K.; CUMMINGS, G. Evaluation of the weather research and forecasting (WRF) model over Guyana. **Natural Hazards**, v. 61, n. 3, p. 1243-1261, 2012.

RAYMOND, D. J. Thermodynamic control of tropical rainfall. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 564, p. 889-898, 2000.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didatica**, v. 8, n. 1, p. 34, 2012.

RICKENBACH, T. M. Nocturnal Cloud Systems and the Diurnal Variation of Clouds and Rainfall in Southwestern Amazonia. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 5, p. 1201-1219, 2004.

RIEHL, H.; MALKUS, J. S. On the heat balance in the equatorial trough zone. **Geophysica**, v. 6, n. 3-4, p. 503-538, 1958.

ROZUMALSKI, R. **The Unified Environmental Modeling System Version 19: User Guide**. Boulder: Science and Training Resource Center's, 2019.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y.; CHUANG, H.; JUANG, H. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; VAN DELST, P.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; VAN DEN DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015-1058, 2010.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; BEHRINGER, D.; HOU, Y.; CHUANG, H.; IREDELL, M.; EK, M.; MENG, J.; YANG, R.; MENDEZ, M. P.; VAN DEN DOOL, H.; ZHANG, Q.; WANG, W.; CHEN, M.; & BECKER, E. The NCEP Climate Forecast System Version 2. **Journal of Climate**, v. 27, n. 6, p. 2185-2208, 2014.

SANTOS, A. F.; FREITAS, S. R.; DE MATTOS, J. G. Z.; DE CAMPOS VELHO, H. F.; GAN, M. A.; DA LUZ, E. F. P.; GRELL, G. A. Using the Firefly optimization method to weight an ensemble of rainfall forecasts from the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). **Advances in Geosciences**, v. 35, n. ESP, p. 123-136, 2013.

SANTOS, A. G.; CAMPOS, J. N. B.; SILVA JUNIOR, R. S. Coupling WRF and NRCS-CN Models for Flood Forecasting in Paraíba do Meio River Basin in Alagoas, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 34, n. 4, p. 545-556, 2019.

SATYAMURTY, P.; DA COSTA, C. P. W.; MANZI, A. O.; CANDIDO, L. A. A quick look at the 2012 record flood in the Amazon Basin: AMAZON FLOOD IN 2012. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 7, p. 1396-1401, 2013.

SCHWITALLA, T.; WARRACH-SAGI, K.; WULFMEYER, V.; RESCH, M. Near-global-scale high-resolution seasonal simulations with WRF-Noah-MP v.3.8.1. **Geoscientific Model Development**, v. 13, n. 4, p. 1959-1974, 2020.

SHERWOOD, S. C.; ROCA, R.; WECKWERTH, T. M.; ANDRONOVA, N. G. Tropospheric water vapor, convection, and climate. **Reviews of Geophysics**, v. 48, n. 2, p. 1-29, 2010.

SILVA, A. P. N. **Estudo numérico do impacto do realce de fluxo à superfície por rajadas de nuvens convectivas sobre a precipitação**. 2011. 57 p. Dissertação de Mestrado, UFCG, Campina Grande-PB, 2011.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 133-150, 1987.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H. R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. 1-20, 2002.

SIMPSON, J.; WIGGERT, V. Models of Precipitating Cumulus Towers. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 7, p. 471-489, 1969.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. **NCAR TECHNICAL NOTE: A Description of the Advanced Research WRF Version 2**. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2005.

SODEN, B. J. The diurnal cycle of convection, clouds, and water vapor in the tropical upper troposphere. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 15, p. 2173-2176, 2000.

SODEN, B. J.; FU, R. A Satellite Analysis of Deep Convection, Upper-Tropospheric Humidity, and the Greenhouse Effect. **Journal of Climate**, v. 8, n. 10, p. 2333-2351, 1995.

SONNTAG, D. Important New Values of the Physical Constants of 1986, Vapor Pressure Formulations based on the ITS-90 and Psychrometer Formulae. **Z. Meteorol.**, v. 70, n. 5, p. 340-344, 1990.

SOUSA, J. M.; CANDIDO, L. A.; TÓTA, J.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SOUZA, E. B.; VIEIRA, S. O. Avaliação da Habilidade do Modelo WRF em Representar a Precipitação na Amazônia Usando Diferentes Escalas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 34, n. 2, p. 255-273, 2019.

SRIVASTAVA, P. K.; HAN, D.; RAMIREZ, M. A. R.; ISLAM, T. Comparative assessment of evapotranspiration derived from NCEP and ECMWF global datasets through Weather Research and Forecasting model. **Atmospheric Science Letters**, v. 14, n. 2, p. 118-125, 2013.

STULL, R. B. **Mean Boundary Layer Characteristics**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1988.

SU, H.; JIANG, J. H.; NEELIN, J. D.; SHEN, T. J.; ZHAI, C.; YUE, Q.; WANG, Z.; HUANG, L.; CHOI, Y.; STEPHENS, G. L.; YUNG, Y. L. Tightening of tropical ascent and high clouds key to precipitation change in a warmer climate. **Nature Communications**, v. 8, n. 1, p. 1-9, 2017.

SUN, L.; MONCUNILL, D. F.; LI, H.; MOURA, A. D.; FILHO, F. S. A. Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. **Journal of Climate**, v. 18, n. 4, p. 551-567, 2005.

SUN, X.; BARROS, A. P. Isolating the Role of Surface Evapotranspiration on Moist Convection along the Eastern Flanks of the Tropical Andes Using a Quasi-Idealized Approach*. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 1, p. 243-261, 2015.

TANAKA, L. M. S. **Convecção profunda na Amazônia Central**. Tese de Doutorado, INPA/UEA, Manaus-AM, 2014.

TOMPKINS, A. M. Organization of Tropical Convection in Low Vertical Wind Shears: The Role of Cold Pools. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 13, p. 1650-1672, 2001.

TWOMEY, S. Pollution and the planetary albedo. **Atmospheric Environment (1967)**, v. 8, n. 12, p. 1251-1256, 1974.

WARNER, T. T.; HSU, H. Nested-Model Simulation of Moist Convection: The Impact of Coarse-Grid Parameterized Convection on Fine-Grid Resolved Convection. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2211-2231, 2000.

WEBER, A. H.; BUCKNER, M. R.; WEBER, J. H. Statistical Performance of Several Mesoscale Atmospheric Dispersion Models. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 11, p. 1633-1644, 1982.

WILLIAMS, E.; RENNO, N. An Analysis of the Conditional Instability of the Tropical Atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 1, p. 21-36, 1993.

WILLMOTT, C. J. Some Comments on the Evaluation of Model Performance. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 63, n. 11, p. 1309-1313, 1982.

YAIR, Y.; LYNN, B.; PRICE, C.; KOTRONI, V.; LAGOUVARDOS, K.; MORIN, E.; MUGNAI, A.; LLASAT, M. C. Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D02205, p. 1-13, 2010.

YANG, B.; QIAN, Y.; LIN, G.; LEUNG, R.; ZHANG, Y. Some issues in uncertainty quantification and parameter tuning: a case study of convective parameterization scheme in the WRF regional climate model. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 5, p. 2409-2427, 2012.

ZHANG, C.; MAPES, B. E.; SODEN, B. J. Bimodality in tropical water vapour. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 129, n. 594, p. 2847-2866, 2003.

ZHENG, Y.; ALAPATY, K.; HERWEHE, J. A.; DEL GENIO, A. D.; NIYOGI, D. Improving High-Resolution Weather Forecasts Using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model with an Updated Kain-Fritsch Scheme. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 3, p. 833-860, 2016.

ZHOU, J.; LAU, K. -M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020-1040, 1998.