

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E
RECURSOS HÍDRICOS**

**SENSIBILIDADE DE PARAMETRIZAÇÕES DE CONVECÇÃO
CÚMULUS E MICROFÍSICA DE NUVENS EM EVENTOS EXTREMOS
DE PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL**

BRUNO DE CAMPOS

ITAJUBÁ (MG), BRASIL

2022

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E
RECURSOS HÍDRICOS**

BRUNO DE CAMPOS

**SENSIBILIDADE DE PARAMETRIZAÇÕES DE CONVECÇÃO
CÚMULUS E MICROFÍSICA DE NUVENS EM EVENTOS EXTREMOS
DE PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Itajubá como pré-requisito para obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de Concentração:

Modelagem atmosférica

Orientação:

Prof. Dr. Vanessa Silveira Barreto Carvalho – UNIFEI

Coorientação:

Prof. Dr. Enrique Vieira Mattos – UNIFEI

ITAJUBÁ (MG), BRASIL

2022

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E
RECURSOS HÍDRICOS**

BRUNO DE CAMPOS

**SENSIBILIDADE DE PARAMETRIZAÇÕES DE CONVECÇÃO
CÚMULUS E MICROFÍSICA DE NUVENS EM EVENTOS EXTREMOS
DE PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL**

Dissertação aprovada pela Banca Examinadora, como requisito para obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hidricos.

Banca Examinadora:

Assinado digitalmente – Protocolo 23088.037139/2022-13
Prof. Dr. Vanessa Silveira Barreto Carvalho (Orientadora)
Universidade Federal de Itajubá

Assinado digitalmente – Protocolo 23088.037139/2022-13
Prof. Dr. Enrique Vieira Mattos (Coorientador)
Universidade Federal de Itajubá

Assinado digitalmente – Protocolo 23088.037139/2022-13
Prof. Dr. Michelle Simões Reboita
Universidade Federal de Itajubá

Assinado digitalmente – Protocolo 23088.037139/2022-13
Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes
Universidade Federal do Rio de Janeiro

ITAJUBÁ (MG), BRASIL

2022

RESUMO

DE CAMPOS, Bruno. **Sensibilidade de parametrizações de convecção cúmulus e microfísica de nuvens em eventos extremos de precipitação na Bacia do Rio Paraíba do Sul**. 2022. 89 f. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá (Brasil), 2022.

A Bacia do Rio Paraíba do Sul (BRPS) é afetada recorrentemente por eventos extremos de precipitação, especialmente por sistemas meteorológicos típicos de sua estação chuvosa, causando danos materiais e humanos para a região. A Previsão Numérica do Tempo (PNT) é uma ferramenta capaz de auxiliar na previsão e mitigação de desastres naturais, porém suas limitações e recursos necessitam ser compreendidas e endereçados. Nesse sentido, este trabalho propõe a investigação da sensibilidade do modelo de PNT *Weather Research and Forecasting* (WRF) na previsão de um evento extremo de precipitação que atingiu a BRPS em janeiro de 2016, causando danos materiais e fatalidades. Foram realizadas oito simulações de alta resolução com uma grade aninhada de 3 km sobre uma grade-mãe de 12 km de resolução horizontal, resultantes da combinação de quatro parametrizações de microfísica de nuvens (MF) e duas parametrizações de convecção cúmulus (CC). As simulações foram comparadas à dados observados de precipitação (estações meteorológicas), dados de estimativa de precipitação por satélite e dados de refletividade de radar. Os resultados mostraram que o WRF foi capaz de representar o fenômeno de grande escala (Zona de Convergência do Atlântico Sul), com erros secundários causados pelo posicionamento e intensidade dos campos de convergência de umidade. Estatisticamente, as simulações capturaram as correlações (superiores à 0,9 em algumas estações) entre a precipitação prevista e a observada por estações meteorológicas, porém apresentaram grande dispersão dentre os experimentos, além de forte tendência de subestimativa (acima de 80% em algumas estações) da chuva total no evento. Os campos verticais de refletividade apresentaram resultados satisfatórios, porém o modelo tende a superestimar a profundidade das tempestades em até 2 km em regiões altamente convectivas. Apesar de erros nos campos horizontais de precipitação, o modelo foi capaz de simular ambientes convectivamente ativos. Na distribuição vertical de hidrometeoros, o papel da parametrização de CC foi desprezível comparado à sensibilidade das classes de hidrometeoros à diferentes parametrizações de MF. A sofisticação dos esquemas de MF foi crucial para os campos médios horizontais e verticais. A consideração de granizo na MF de *Milbrandt 2-moment* e a incorporação da processos mais sofisticados de chuva quente na MF de WDM6 contribuíram para a representação mais coerente de nuvens abaixo da camada de derretimento, e de partículas de gelo em níveis atmosféricos mais altos. Tais representações impactam os hidrometeoros em si, mas também afetam processos de correntes ascendentes/descendentes que interferem na formação de precipitação. Nesse contexto, a grande complexidade orográfica e de uso de solo da Bacia sugere a utilização de simulações de altíssima resolução na tentativa da redução de erros associados à interação da convecção com a topografia. Este trabalho é uma contribuição ao desenvolvimento de previsões numéricas operacionais para a BRPS para mitigação e prevenção de desastres naturais motivados por extremos de precipitação.

Palavras-chave: WRF, precipitação severa, parametrização, hidrometeoros.

ABSTRACT

DE CAMPOS, Bruno. **Sensitivity of cumulus convection and cloud microphysics parameterization on extreme rainfall events over the Paraíba do Sul River Basin.** 2022. 89 p. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá (Brasil), 2022.

The Paraíba do Sul River Basin (PSRB) is frequently affected by extreme rainfall events, especially by weather systems during its rainy season, leading to financial damage and losses of human lives. The Numerical Weather Prediction (NWP) is a tool capable of supporting the forecast of natural disasters. However, its limitations and capabilities require understanding and addressing. In those terms, this work aims to investigate the sensitivity of the Weather Research and Forecasting (WRF) model on forecasting an extreme rainfall event that affected the Basin in January 2016, causing financial and human losses. Eight high resolution (3-km of maximum horizontal grid spacing) numerical simulations were performed by combining four cloud microphysics (CMP) and two cumulus convection schemes (CC). The simulations were compared against observed rainfall data (weather gauges), satellite-based precipitation estimates, and weather radar data. Results showed that WRF was able to represent the large-scale processes (South Atlantic Convergence Zone), with secondary errors caused by the positioning and intensity of the horizontal moisture convergence fields. Statistically, the simulations captured the correlations between forecasted and observed rain at the gauges, with values above 0.9. However, WRF showed strong dispersion between the experiments (above 50%), with strong tendency of underestimation of accumulated precipitation (by up to 80% at some sites). The vertical fields of radar reflectivity showed satisfactory results, but WRF tended to overestimate cloud depths by up to 2 km. Also, the simulations showed the early suppression of convective activity after the first two days of integration, leading to low rainfall amounts. However, WRF was able to simulate convectively active environments. On the vertical distribution of hydrometeors, the role of CC was indifferent in comparison with the sensitivity from the hydrometeor classes to CMP choices. The sophistication of CMP schemes was crucial to the horizontal and vertical fields. The prognostic of hail in CMP Milbrandt 2-moment and the consideration of advanced warm-rain processes in WDM6 contributed to a more adherent representation of cloud processes below the melting layer, as well as ice particles higher up in the atmosphere. Such representations impact hydrometeors distributions as well as further processes regarding up-/down-drafts. Overall, complexities associated with orography and land-use at the Basin watershed suggest the application of higher horizontal resolution runs to overcome errors from interactions between convection and terrain. This work is a contribution to the development of operational weather forecasts to the PSRB to mitigate natural disasters associated with extreme precipitation.

Keywords: WRF, severe rainfall weather, parameterization, hydrometeors.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Grade-mãe externa (d01) e interna aninhada (d02) da configuração utilizada no estudo com o WRF. A região interna em d02 com contorno vermelho representa a área de drenagem da BRPS..... 27
- Figura 2.** Localização das estações meteorológicas (“W”; círculos) e hidrológicas (“H”; triângulos). A área contornada em preto representa a área de drenagem da BRPS, com o curso principal representado pela linha azul escura (Rio Paraíba do Sul). R1 e R2 representam as áreas com maiores acumulados de precipitação. Áreas preenchidas representam a orografia da região, pelos dados do modelo de elevação digital GTOPO30, em metros acima do nível do mar, com aproximadamente 1 km de resolução horizontal..... 31
- Figura 3.** Figura 3 – (a, b, c) Enchentes em Paraíba do Sul (Estado do Rio de Janeiro) e (d) enchente em Além Paraíba (Estado de Minas Gerais) no dia 16 de janeiro de 2016. Fonte: G1 (a, b, c) e Marcelo Lopes Jornalismo (d)..... 34
- Figura 4.** Precipitação diária acumulada pelas (a) estações meteorológicas do INMET e (b) vazão média diária das estações hidrológicas da ANA..... 34
- Figura 5.** Acumulado de precipitação [mm] dos dados do MERGE de 12 UTC 10 de janeiro à 12 UTC 20 de janeiro de 2016. Os círculos e triângulos indicam a posição das estações meteorológicas e hidrológicas, respectivamente (ver também Figura 2)..... 35
- Figure 6.** Cartas sinóticas do CPTEC/INPE referente ao caso estudado. As cartas apresentam a formação, aprofundamento e persistência da ZCAS e seu núcleo associado de baixa pressão. Fonte: CPTEC/INPE..... 36
- Figure 7.** Mapas de FCU dos dados do ERA em (a) 12 UTC 11 de janeiro, (b) 12 UTC 12 de janeiro, (c) 12 UTC 16 de janeiro, e (d) 12 UTC 17 de janeiro de 2016. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) da integral vertical do fluxo horizontal de convergência de umidade..... 38
- Figure 8.** Mapas de CFU as 12 UTC de 11 de Janeiro de 2016 para as simulações do WRF. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) de umidade..... 39
- Figure 9.** Mapas de CFU as 12 UTC de 12 de Janeiro de 2016 para as simulações do WRF. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) de umidade..... 40
- Figure 10.** Mapas de CFU as 12 UTC de 16 de Janeiro de 2016 para as simulações do WRF. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) de umidade..... 41
- Figure 11.** – Mapas de CFU as 12 UTC de 17 de Janeiro de 2016 para as simulações do WRF. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) de umidade..... 42
- Figura 12.** Diagramas de Taylor para as estações: a) Resende (W1), (b) Valença (W2), (c) Vila Militar (W3), (d) Duque de Caxias (W4), (e) Copacabana (W5), (f) Teresópolis (W6), (g) Nova Friburgo (W6) e (h) Silva Jardim (W7). O quadrado verde escuro na base do eixo horizontal representa o valor observado (controle)..... 46
- Figura 13.** Boxplot de precipitação acumulada das 12 UTC de 10 de janeiro às 12 UTC de 20 de janeiro de 2016 sobre R1 (em branco) e R2 (em cinza escuro)..... 47

Figure 14. Coeficientes de correlação de precipitação modelada e dados do MERGE para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.....	50
Figure 15. Coeficientes de correlação de temperatura do ar em 2 metros modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.....	51
Figure 16. Coeficientes de correlação de umidade específica em 1000 hPa modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.....	52
Figure 17. Coeficientes de correlação de percentual de cobertura de nuvens baixas modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.....	53
Figure 18. Coeficientes de correlação de percentual de cobertura de nuvens médias modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.....	54
Figure 19. Coeficientes de correlação de percentual de cobertura de nuvens altas modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.....	55
Figure 20. Erro médio de precipitação diária do MERGE e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.....	58
Figure 21. Erro médio de temperatura do ar em 2 metros entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.....	59
Figure 22. Erro médio de razão de mistura de vapor d'água em 1000 hPa entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.....	60
Figure 23. Erro médio de fração de cobertura de nuvens baixas entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.....	61
Figure 24. Erro médio de fração de cobertura de nuvens médias entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.....	62
Figure 25. Erro médio de fração de cobertura de nuvens médias entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.....	63

Figura 26. Time-height de refletividade máxima de radar do Radar de Pico do Couto em R1 (a) e R2 (b), das 00 UTC de 15 de janeiro às 00 UTC de 20 de janeiro de 2016, com 1h de espaçamento temporal. Espaços em branco representam ausência de dados do radar para o período.....	67
Figura 27. Time-height de refletividade máxima do WRF em R1, das 00 UTC de 15 de janeiro às 00 UTC de 20 de janeiro de 2016, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Linhas sólidas representam as isotermas de 0°C, -15°C e -40°C.....	69
Figura 28. Time-height de refletividade máxima do WRF em R2, das 00 UTC de 15 de janeiro às 00 UTC de 20 de janeiro de 2016, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Linhas sólidas representam as isotermas de 0°C, -15°C e -40°C.....	70
Figura 29. (a) Séries temporais (horárias) de refletividade CAPPI máxima modelada e observada, em 5 km de altitude para R1 e (b) R2, das 00 UTC 15 de janeiro às 23 UTC 17 de janeiro de 2016. As observações do radar são representadas pela linha preta mais espessa. Os valores de refletividade foram plotados acima de 15 dBZ.....	72
Figura 30. (a) Séries temporais (horárias) de refletividade CAPPI máxima modelada e observada, em 5 km de altitude para R1 e (b) R2, das 00 UTC 15 de janeiro às 23 UTC 17 de janeiro de 2016. A refletividade modelada representa a média dos resultados de microfísica de nuvens por parametrização de convecção cúmulus, fornecendo os ensembles de KF (KF+ENS) e GF (GF+ENS). As observações do radar são representadas pela linha preta mais espessa. Os valores de refletividade foram plotados acima de 15 dBZ.....	73
Figura 31. Perfil vertical da razão de mistura horizontal média (no tempo e espaço) de (a) Qv, (b) Qc, (c) Qr, (d) Qi, (e) Qg, e (f) Qh em R1, em g/kg.....	76
Figura 32. Perfil vertical da razão de mistura horizontal média de (a) Qv, (b) Qc, (c) Qr, (d) Qi, (e) Qg, e (f) Qh em R2, em g/kg.....	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Configurações compartilhadas em todos os experimentos numéricos.....	28
Tabela 2. Precipitação acumulada nas estações meteorológicas (primeira linha) das 12 UTC de 10 de janeiro às 12 UTC de 20 de janeiro de 2016; e viés percentual de precipitação modelada acumulada para o mesmo período, nas demais linhas.....	44
Tabela 3. Coeficiente de correlação nas coordenadas das estações meteorológicas para precipitação, temperatura em 2m, razão de mistura de vapor d'água e fração de nuvens para os oito experimentos. Tons em laranja (azul) representam correlações positivas (negativas) em relação aos dados das estações meteorológicas.....	64
Tabela 4. Erro médio nas coordenadas das estações meteorológicas para precipitação [$mm \cdot dia^{-1}$], temperatura em 2m [$C \cdot dia^{-1}$], razão de mistura de vapor d'água [$g \cdot kg^{-1} \cdot dia^{-1}$] e fração de nuvens [$\% \cdot dia^{-1}$] para os oito experimentos. Tons em laranja (azul) representam erros médios positivos (negativos) em relação aos dados das estações meteorológicas.....	65

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA	11
2. OBJETIVOS	14
2.1 Objetivo geral	14
2.2 Objetivos específicos	14
3. REFERENCIAL TEÓRICO	15
3.1 Equações governantes, escalas e parametrizações	15
3.2 Parametrização de convecção cúmulus	18
3.3 Parametrização de microfísica de nuvens	21
3.4 Sensibilidade da PNT às parametrizações de MF e CC	25
4. MATERIAIS E MÉTODOS	27
4.1 Configuração do modelo	27
4.2 Dados e análises	29
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	33
5.1 Descrição do evento e análise sinótica	33
5.2 Análise estatística	43
5.3 Análise espacial	48
5.4 Estrutura vertical	66
5.5 Distribuição de hidrometeoros	74
6. CONCLUSÕES	78
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

Eventos de precipitação são de fundamental importância para a compreensão do ciclo hidrológico, sendo que eventos extremos frequentemente ocasionam desastres naturais com potencial para perdas econômicas e de vidas humanas (CASSALHO et al., 2020). Fatores naturais e antropogênicos têm alterado a intensidade e padrões de precipitação severa no Brasil, especialmente em regiões onde a urbanização se desenvolveu rapidamente durante o último século (SILVA DIAS et al., 2013). Dessa forma, a precipitação severa no Brasil têm seu impacto dependente do local do evento, uso de solo, urbanização e atividades econômicas locais. Deslizamentos causados por precipitação intensa na cidade de Cubatão (Estado de São Paulo) em 1994, causaram impactos diretos na economia da região, com interrupção da atividade petrolífera (VIEIRA et al., 2018), impedindo refinarias de operarem por semanas, levando a perdas econômicas de aproximadamente US\$ 40 milhões. Posteriormente em 2008, eventos de deslizamentos causados por precipitação severa em Santa Catarina produziram prejuízos de US\$ 1,7 bilhão, sendo US\$ 1,1 bilhão na agricultura, US\$ 250 mil na pecuária, US\$ 33 mil na indústria e US\$ 332 mil em serviços básicos (MICHEL; GOERL; KOBAYAMA, 2015). Além disso, a precipitação severa pode causar interrupções em cadeias de suprimentos dos setores produtivos, principalmente em regiões onde as economias são interconectadas e interdependentes, como em grandes centros urbanos e regiões metropolitanas (HADDAD; TEIXEIRA, 2015). Por último e mais recentemente, em 15 de fevereiro de 2022, enchentes e deslizamentos associadas com altas taxas de precipitação atingiram Petrópolis (Estado do Rio de Janeiro), causando centenas de vítimas, além de imensos prejuízos materiais à economia e infraestrutura. Tal evento se tornou um dos desastres naturais mais letais à atingir a cidade desde que os registros se iniciaram, com mais de 230 vítimas. Dalagnol et al. (2022) sugerem que as mudanças climáticas estão tornando eventos como estes cada vez mais frequentes devido ao efeito das atividades humanas na alteração do clima no planeta. Sendo assim, os eventos extremos de precipitação, especialmente aqueles com altas taxas de chuva têm um alto impacto à sociedade. Previsões de qualidade e com acurácia podem ajudar a salvar vidas e minimizar perdas financeiras.

Entretanto, a escassez de dados observados de precipitação pode ser um obstáculo para compreender, representar e prever eventos severos. Nesse sentido, a previsão numérica do tempo (PNT) é uma ferramenta estratégica e conveniente, não somente para fins de previsão, mas também para enriquecer o conhecimento quanto aos processos que regem a formação de chuva intensa. Os gargalos quanto à ausência de observações homoganeamente distribuídas, confiáveis, e acuradas,

especialmente tridimensionais, podem ser compensados com a utilização da PNT (KALNAY, 2002).

A Bacia do Rio Paraíba do Sul (BRPS), localizada na região Sudeste do Brasil representa uma área com alta influência antropogênica, aliada à presença de frequentes eventos extremos de precipitação, especialmente durante sua estação chuvosa (BRASILIENSE et al., 2018; DEREZYNSKI; OLIVEIRA; MACHADO, 2009; MARENGO; ALVES, 2005; PAIVA et al., 2020). A BRPS se estende por três Estados (São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais), com uma área de drenagem de aproximadamente 57.000 km². A BRPS encontra-se em uma área altamente desenvolvida, populosa e industrializada, localizada entre duas megacidades: São Paulo e Rio de Janeiro (MARENGO; ALVES, 2005). A BRPS corresponde à aproximadamente 11% do Produto Interno Bruto (PIB) brasileiro, onde vivem mais de 14 milhões de habitantes, com diversas indústrias e uma variedade de atividades agropecuárias (KULMER; LEMOS, 2008).

Apesar da BRPS ser frequentemente afetada por eventos extremos de precipitação, ainda são necessários estudos quanto a modelagem da precipitação e sua sensibilidade à formação de nuvens, particularmente para fins de previsão operacional. Os benefícios do maior conhecimento quanto a simulação destes fenômenos se estenderiam desde aplicações a previsão meteorológica e hidrológica (FOWLER; BLENKINSOP; TEBALDI, 2007; ZHANG et al., 2017), até a possibilidade de prevenção e/ou mitigação dos impactos de desastres naturais (e.g., enchentes, inundações e deslizamentos). É importante ressaltar que, através da literatura de estudos de caso para a região, pouca ou nenhuma atenção tem sido dada aos impactos de diferentes configurações de modelos de PNT na previsibilidade de eventos severos de precipitação, especialmente quanto ao papel da convecção cúmulus e microfísica de nuvens.

Esta dissertação está dividida em seis seções, sendo esta primeira dedicada a introdução e contextualização da temática e da justificativa para a realização do trabalho. A segunda seção complempla os objetivos que se pretendem alcançar com a realização desta pesquisa. O referencial teórico é apresentado na terceira seção, trazendo uma breve contextualização sobre a evolução da PNT, o estado-da-arte em termo de parametrizações de processos de microfísica de nuvens (MF) e convecção cúmulus (CC), e uma revisão de literatura do tema no Brasil e no mundo. Na quarta seção são apresentados os métodos de pesquisa, que incluem a modelagem utilizada na pesquisa, bem como os dados e análises propostos para validação das simulações. A quinta seção apresenta os resultados da pesquisa, incluindo a descrição do estudo de caso e a análise dos produtos

modelados. Por fim, na sexta seção são apresentados e discutidos os resultados obtidos, e a conclusão do trabalho, também com sugestões para etapas futuras.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

Investigar o impacto de diversas parametrizações de MF e CC na simulação de um evento de precipitação extrema na BRPS a partir do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF).

2.2. Objetivos específicos

- i. Investigar estatisticamente a habilidade do WRF na previsão de variáveis atmosféricas, comparando os resultados modelados com observações.
- ii. Investigar e justificar as diferenças de resultados encontrados pela utilização de parametrizações distintas de MF e CC;
- iii. Sugerir um conjunto mais adequado de configuração do modelo para a região com base nos resultados encontrados.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1. Equações governantes, escalas e parametrizações

A PNT pode ser considerada um problema de valor inicial em que supercomputadores responsáveis pela previsão de grandes centros de pesquisas atmosféricas no mundo, podem simular a evolução da atmosfera dadas observações do tempo em um instante atual (BAUER; THORPE; BRUNET, 2015). Sendo assim, uma previsão satisfatória exige que as condições iniciais sejam minimamente acuradas, além de que o modelo seja minimamente capaz de representar os processos físicos da atmosfera (KALNAY, 2002). Charney (1951) ressaltou os esforços anteriores na construção do que hoje é a PNT, e reafirma que a atmosfera não possui periodicidades suficientes que permitam prevê-la da mesma forma como são prevista as marés. Logo, a previsibilidade está contida na integração das equações de movimento da atmosfera. Apesar dos erros contidos nas primeiras tentativas de integração no início do século passado, a PNT se provou uma ciência extremamente promissora e, acima de tudo, capaz de ser constantemente aperfeiçoada. Previsões com acurácia contribuem para salvar vidas, prevenir perdas econômicas e materiais, além de contribuir para redução de custos e para o aumento da produtividade (agricultura, pecuária, pesca, etc).

As equações de Navier-Stokes e de continuidade de massa (incluindo o efeito de rotação do planeta), juntamente com a primeira lei da termodinâmica e lei dos gases ideais, compõe o conjunto fundamental de equações prognósticas que estabelecem variações de vento, pressão, densidade e temperatura na atmosfera (KALNAY, 2002; VALLIS, 2017). A primeira equação (continuidade de massa), escrita em forma de fluxo resulta em:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = 0, \quad (1)$$

Equação 1 – Equação de continuidade de massa escrita na *forma de fluxo*.

onde ρ é a densidade e \vec{v} o vetor velocidade do fluido. Considerando a regra do produto $\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \rho + \rho \nabla \cdot \vec{v}$, pode ser obtido da Equação 1 a relação:

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0, \quad (2)$$

Equação 2 – Equação da continuidade de massa escrito na *forma advectiva*.

também conhecida como forma advectiva, ou como a forma Lagrangeana de interpretação, sendo a derivada material denotada pelo termo explicitado na Equação 3. A equação da continuidade descreve a conservação de massa na atmosfera e nos diz que mudanças de densidade seguindo o movimento são proporcionais à divergência. Movimentos de divergência (convergência) contribuem para um aumento de densidade ou compressão (redução de densidade ou expansão).

$$\frac{d}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \quad (3)$$

Equação 3 – Identidade da derivada material.

A segunda equação fundamental, denotada por equação do momentum, pode ser compreendida como a Equação de Navier-Stoke escrita também em *forma advectiva*:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{B} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p - \nabla \varphi + \nu \nabla^2 \vec{v}, \quad (4)$$

Equação 4 – Equação do momentum, escrita na *forma advectiva*.

sendo $\vec{B} \cong -g\vec{k} - 2\vec{\Omega} \sin \theta \vec{k} \times \vec{v}$ o termo que representa a força de Coriolis, g a constante de gravidade, $\vec{\Omega}$ o vetor de rotação da Terra, p a pressão, φ o geopotencial e $\nu = \mu\rho^{-1}$ (viscosidade cinemática; ambos em função das condições de temperatura e pressão). A equação do momentum (Equação 4) nos diz que os movimentos da atmosfera são gerados pelas contribuições dos gradientes de pressão, atuação da gravidade, viscosidade (desprezível dependendo da escala) e movimentos de rotação do planeta.

A terceira equação fundamental, da conservação de energia, pode ser escrita como:

$$C_p \frac{d\theta}{dt} = \frac{\theta}{T} \dot{Q}, \quad (5)$$

Equação 5 – Equação do momentum, escrita na *forma advectiva*.

onde C_p representa o calor específico à pressão constante, θ a temperatura potencial, T a temperatura e \dot{Q} a taxa de aquecimento externa que, se nula, a relação conserva temperatura potencial. A Lei dos Gases Ideais fecha o sistema com $\rho\alpha = RT$.

Por fim, a Equação 6 representa a conservação de razão de mistura de vapor d'água na atmosfera, exceto em condição de fontes (evaporação) e sumidouros (condensação).

$$\frac{dr_v}{dt} = E - C, \quad (6)$$

Equação 6 – Equação da conservação da razão de mistura de vapor d'água.

onde r_v é a razão de mistura de vapor d'água, E a fonte de evaporação e C a fonte de condensação. Utilizando as Equações 2 e 3, podemos reescrevê-la em forma de fluxo:

$$\frac{\partial \rho r_v}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v} r) + \rho(E - C), \quad (7)$$

Equação 7 – Equação da conservação da razão de mistura de vapor d'água em forma de fluxo.

onde r_v representa a razão de mistura de vapor d'água. De acordo com a Equação 7, a evolução do campos de razão de mistura de vapor d'água com o tempo se dá através da convergência do fluxo de vapor d'água, acrescido de fontes ou sumidouros de vapor.

Em suma, as Equações 2, 4, 5 e 7, denominadas *Equações Governantes*, representam um conjunto de equações prognósticas nas quais variações no espaço e tempo do vento, densidade, pressão, vapor d'água e temperatura são descritas na atmosfera (BAUER; THORPE; BRUNET, 2015). Tal conjunto necessita de soluções numéricas mediante discretizações no tempo e espaço, visto que soluções analíticas são impraticáveis. Dessa forma, surge a distinção entre *escala resolvida* (Equações Governantes) e *não-resolvida* (demais *sub-processos*).

Processos físicos que ocorrem em escalas temporais e espaciais menores que as presentes na solução das Equações Governantes (e.g., processos em escala molecular) necessitam ser tratados separadamente. Mesmo através de soluções espectrais, cuja técnica é capaz de representar melhor a menor onda possível da grade, ainda existem escalas que não podem ser representadas (KALNAY, 2002). Processos como fricção, condensação, evaporação e aquecimento/resfriamento

radiativo interagem com a escala resolvida através de termos fonte de massa, momentum, e calor (BAUER; THORPE; BRUNET, 2015; KALNAY, 2002). O tratamento desses sub-processos é conhecido através de *parametrizações*, e podem também ser compreendidos como uma forma de *ajuste* da atmosfera (ARAKAWA, 1997). Por exemplo, a instabilidade vertical atmosférica gerada na solução das Equações Governantes é ajustada à um estado neutro através de processos convectivos. A convecção remove a instabilidade da atmosfera pela formação de nuvens e, se a atmosfera é instável o suficiente dado um critério de fechamento assumido gera precipitação proporcional à instabilidade. A condensação libera calor latente, que retorna à escala resolvida através de fontes de temperatura (calor) como termo aditivo às equações de energia. Sendo assim, desprezar a importância dos processos sub-grade pode ser extremamente prejudicial para a solução das Equações Governantes (KALNAY, 2002). Na Equação 7, o último termo referente à evaporação e condensação necessita ser parametrizado. Tipicamente, parametrizações de convecção utilizadas na representação consideram *ajustes convectivos secos* e *ajustes convectivos úmidos* cuja literatura clássica foi amplamente revisitada por Emanuel e Raymond (1993).

3.2. Parametrização de convecção cúmulus

A precipitação na PNT é um processo de sub-grade (parametrizado) e um resultado direto de (a) parametrizações de MF, que representam os processos de formação, crescimento e queda de hidrometeoros e (b) parametrizações de CC, que representam o processo de movimentos verticais não-resolvidos pelas Equações Governantes (JEWORREK; WEST; STULL, 2019). No geral, parametrizações de CC envolvem aspectos de grande-escala da formação de nuvens e tendem a se diferenciar pelas premissas de função de ativação, fechamento e modelo (QIAO; LIANG, 2016).

O arcabouço matemático que justifica a inclusão de termos de fonte de massa, momento e energia nas Equações Governantes é razoavelmente complexo. Entretanto, sua análise possibilita uma investigação física qualitativa quanto à forma com que a PNT interpreta o impacto de tais fontes nas Equações Governantes. Para a convecção cumulus, considere inicialmente as equações de tendência de temperatura, vapor d'água e vorticidade conforme descrito por Cotton e Anthes (1992):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v}T + \frac{\partial \omega T}{\partial p} - \frac{\omega RT}{C_p p} = \frac{L}{C_p} C^* + Q_R; \quad (8a)$$

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v}r_v + \frac{\partial \omega r_v}{\partial p} = -C^*; \quad (8b)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v}\xi_a + \omega \frac{\partial \xi}{\partial p} + \hat{k} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial \vec{v}}{\partial p} = 0. \quad (8c)$$

Equação 8 – (a) Tendências de temperatura, (b) vapor d’água e (c) vorticidade, onde ω representa a velocidade vertical em coordenadas de pressão, R a constante dos gases para o ar seco, C_p o calor específico à pressão constante para o ar seco, Q_R mudanças de temperatura por efeitos radiativos, C^* a taxa de condensação líquida (condensação menos evaporação), ξ a componente vertical da vorticidade relativa e ξ_a a vorticidade absoluta ($\xi_a = \xi + f$).

As Equações 8a – 8c são válidas somente para pequenas parcelas de ar. Sendo assim, Cotton e Anthes (1992) sugerem que, para aplicações na PNT, o conjunto necessita de ter sua média espacial computada em conformidade às grades adotadas nos modelos, além de ter suas variáveis de tendência separadas em componente média e flutuação (média de *Reynolds*). Ademais, o produto entre componentes médias e flutuações, além das componentes de eddies turbulentos serão desprezados. Por fim, utilizando as relações de *temperatura potencial* ($\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R}{C_p}}$) e *energia estática seca* ($s = C_p T + gz$), obtém-se:

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v}r_v + \frac{\partial \omega r_v}{\partial p} = -C^* - \frac{\overline{\partial \omega'' r_v''}}{\partial p}; \quad (9a)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v}\theta + \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} = \frac{L}{C_p} \pi^{-1} C^* + \pi^{-1} Q_R - \frac{\overline{\partial \omega'' \theta''}}{\partial p}; \quad (9b)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v}\xi_a + \omega \frac{\partial \xi}{\partial p} + \hat{k} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial \vec{v}}{\partial p} = -\overline{\omega'' \frac{\partial \xi''}{\partial p}} - \hat{k} \cdot \nabla \omega'' \times \frac{\partial \vec{v}''}{\partial p}; \quad (9c)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} = \nabla \cdot \vec{v}s + \frac{\partial \omega s}{\partial p} = LC^* + C_p Q_R - \frac{\overline{\partial \omega'' s''}}{\partial p} \quad (9d)$$

Equação 9 – (a) Tendência de vapor d’água, (b) temperatura potencial, (c) vorticidade e (d) energia estática seca, escritas na forma de onde $\pi = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{C_p}}$ e p_0 é a pressão em superfície.

Nas Equações 9a, 9b e 9c, o lado esquerdo das expressões representam *fontes aparentes de umidade, calor e vorticidade*, respectivamente (YANAI; ESBENSEN; CHU, 1973). Parametrizações de convecção cúmulus são uma tentativa de modelar os termos da parte direita

dessas equações, em função das variáveis da escala resolvida, presentes no lado direito. Ou seja, assim como mencionado anteriormente, processos sub-grade representados pelas perturbações nas equações 9a – 9d possuem um efeito direto na escala resolvida, modulando as tendências de massa, momentum e energia (COTTON; ANTHES, 1992).

Na equação da continuidade de vapor (9a), o termo C^* expressa que a convecção cúmulus reduz (aumenta) a razão de mistura de vapor d'água quando a condensação (evaporação) é dominante em um determinado nível de pressão. Há também a contribuição de fluxos turbulentos de transporte vertical de vapor d'água. Na equação termodinâmica (9b), a convecção cúmulus altera a temperatura da coluna através de aquecimento diabático (resfriamento diabático) devido a condensação (evaporação), expressa pelo termo C^* . Além disso, há a contribuição do termo adicional no lado direito da expressão, dado por fluxos turbulentos verticais associados com a correlação entre temperatura e velocidade vertical (correntes ascendentes quentes e frias, capazes de estabilizar ou desestabilizar a atmosfera). Por fim, na equação da vorticidade (9c) o efeito da convecção aparece somente sob forma de distúrbios turbulentos (COTTON; ANTHES, 1992).

Dois aspectos principais regem os diferentes esquemas de convecção cúmulus para solução dos termos não-governantes das Equações 9a – 9d: modulação (intensidade) da convecção, e feedback para o ambiente. Nesse sentido, as diferentes parametrizações emergem. Cotton e Anthens (1992) distinguem as famílias de parametrizações em (a) esquemas de ajuste convectivo úmido (*moist convective adjustment schemes*), (b) esquemas de Kuo (*Kuo schemes*) e (c) esquemas de Arakawa-Schubert.

Esquemas de ajuste convectivo úmido estão dentre os métodos mais simples. Assume-se que existe um perfil vertical de umidade e temperatura associado aos campos resolvidos pelas Equações Governantes. Quando esse perfil se torna mais instável que um critério assumido, a convecção cumulus é associada, levando à reestabilização. As taxas de precipitação são dados por:

$$P = \frac{1}{g\Delta\tau} \int_{p_i}^{p_f} (r_v^i - r_v^f) dp \quad (10)$$

Equação 10 – Taxa de precipitação (P) associada à esquemas de ajuste convectivo úmido, onde τ representa o referencial temporal de ajuste convectivo, ou o tempo necessário para conversão de umidade em precipitação.

A Equação 10 expressa que, para um dado τ , a taxa de precipitação é proporcional à integração do conteúdo de vapor em uma coluna atmosférica. Para ajustes mais rápidos (menor τ), a convecção gera precipitação mais instantaneamente, levando à maiores taxas. O inverso também se aplica. Já os esquemas de Kuo assumem que existe uma correlação entre precipitação convectiva e convergência total de vapor d'água na coluna atmosférica conforme:

$$\int_0^{p_s} C^* dp = (1 - b)gM_t \quad (11)$$

Equação 11 – Taxa de condensação líquida em função da integral vertical da convergência horizontal de umidade (M_t), onde b é um parâmetro de fracionamento da convergência.

Os esquemas de Arakawa-Schubert assumem que um *ensemble* de nuvens cumulus modificam o ambiente (a) por forçarem subsidência entre nuvens, a qual aquece e seca o ambiente, e (b) através do detranhamento de ar saturado que contém água líquida do topo das nuvens. A derivação completa desses tipos estão presentes em Cotton e Athens (1992) com as devidas referências.

3.3. Parametrização de microfísica de nuvens

Nas ciências atmosféricas, a microfísica de nuvens é um ramo de conhecimento dedicado às várias partículas que formam as nuvens. Isoladamente, tais partículas são desprezíveis em comparação ao tamanho das nuvens. Entretanto, quando tais partículas passam a ser interpretadas como funções de suas distribuições, tamanhos, formatos e fases passam a ser cruciais para o comportamento e ciclo de vida das nuvens. Diferentemente da convecção cúmulus que se detém nos aspectos de grande-escala da formação de nuvens, a microfísica se preocupa com as diversas partículas que formam as nuvens. Straka (2009) interessado em parametrizações de microfísica do tipo *bin* (espectro discreto de distribuição de hidrometeoros) e *bulk* (baseados em funções contínuas de distribuição de hidrometeoros) descreveu os fundamentos principais que levam à formação de nuvens, partículas de gelo, água líquida, neve, *graupel* e granizo. As derivações completas estão presentes em seu texto, sendo que nesta dissertação será dada atenção especial às parametrizações do tipo *bulk*.

Tal tipo é um dos mais populares dentre os esquemas, sendo responsável por grande redução do tempo computacional nos modelos tridimensionais. Descrevem os hidrometeoros para

cada espécie com base em funções de distribuição, tais como função gama. Tipicamente, a razão de mistura e o número de concentração são variáveis prognósticas desta família de esquemas (STRAKA, 2009).

Marshall e Palmer (1948) coletaram dados de gotículas de chuva em superfície e mediram seus tamanhos. Seus resultados apontaram que a medida que o diâmetro das partículas aumenta, o número de partículas decai exponencialmente. Os autores propuseram a relação:

$$N_D = N_0 e^{-\lambda D} \quad (12)$$

Equação 12 – Relação entre o número de partículas (N_D) de diâmetro D por unidade de volume, onde N_0 é intercepto (valor de N_D para $D = 0$), e λ é a inclinação (*slope*).

O número total de partículas por volume por ser obtido com a integração de N_D em todos os diâmetros possíveis. Uma substituição simples da Equação 12, fornece:

$$N = \int_0^{\infty} N_D dD = \int_0^{\infty} N_0 e^{-\lambda D} dD \quad (13a)$$

$$N = -\left. \frac{N_0 e^{-\lambda D}}{\lambda} \right|_0^{\infty} \quad (13b)$$

$$N = \frac{N_0}{\lambda} \quad (13c)$$

Equação 13 – Relação entre o número de partículas (N_D) de diâmetro D por unidade de volume, onde N_0 é intercepto (valor de N_D para $D = 0$), e λ é a inclinação (*slope*).

Na Equação 13c, N_0 e λ são unidades semi-empíricas. Uma derivação mais rigorosa das equações para a massa das gotículas em determinado diâmetro D leva em consideração as considerações a seguir quanto à esfericidade das partículas. Seja M a massa (em kg) de uma gotícula de diâmetro D , dependente da densidade da água líquida (ρ_l) e seu volume V :

$$M_D = \rho_l V_D \quad (14)$$

Equação 14 – Massa de uma gotícula de água, com massa M_D , densidade ρ_l e volume V_D .

Considerando a *esfericidade* das gotículas:

$$V_D = \frac{\pi}{6} D^3 \quad (15)$$

Equação 15 – Volume de uma gotícula de diâmetro D .

Sendo assim, a massa total por volume M em um kg/m³ é a massa de uma gotícula de diâmetro D , multiplicada pela quantidade de gotículas, integrada em todos os diâmetros:

$$M = \int_0^{\infty} M_D N_D dD \quad (16a)$$

$$M = \int_0^{\infty} D^3 e^{-\lambda D} dD \quad (16b)$$

$$M = \rho_l \frac{\pi}{6} N_0 \int_0^{\infty} D^3 e^{-\lambda D} dD \quad (16c)$$

Equação 16 – Relação entre a massa por volume de gotículas de água líquida para diâmetros D variados.

A integral da Equação 16c é razoavelmente complexa. Porém, sua solução pode ser obtida através de artifício matemático utilizando-se a Função Gama: $\int_0^{\infty} D^{n-1} e^{-\lambda D} dD = \frac{\Gamma(n)}{\lambda^n}$, onde a Função Gama segue $\Gamma(n+1) = n \Gamma(n)$ e também $\Gamma(2) = 1$ (ARFKEN; WEBER; HARRIS, 2013):

$$M = \frac{\rho_l N_0 \pi}{\lambda^4} \quad (17)$$

Equação 17 – Massa de gotículas de água líquida por volume para todo o espectro de diâmetros.

Apesar da massa de gotículas de água líquida por volume ser um avanço em termos de modelagem das infinitas possibilidades de diâmetros existentes, a razão de mistura é uma medida mais tangível e de unidade mais acurada em termos à demais modelagens, conforme visto nas Equações anteriores (e.g., Equação 9a). Por exemplo, para razão de mistura de água de chuva, expressa em $kg_{\text{água}} kg_{\text{ar}}^{-1}$, a massa total por volume é expressa conforme $M = \bar{\rho} q_r$ onde $\bar{\rho}$ é a densidade do ar. Dessa forma, resolvendo tal expressão para a Equação 17 resulta:

$$\lambda = \left[\frac{\rho_l N_0 \pi}{\bar{\rho} q_r} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (18)$$

Equação 18 – Relação para a inclinação e intercepto da distribuição de tamanos de gotículas, em função to total de água de chuva para um volume.

A Equação 18 é muito conveniente, pois expressa a relação para a inclinação e intercepto da distribuição de tamanhos de gotículas, em função do total de água de chuva para um volume (STRAKA, 2009). Os desenvolvimentos que se seguiram levaram em consideração somente a espécie de hidrometeoro água de chuva. Entretanto, desenvolvimentos análogos seriam realizados para as demais espécies de hidrometeoros que fossem considerados (graupel, neve, água de nuvem, etc.). A análise da Equação 18 é importante para a compreensão do que é conhecido como parametrizações single- e double-moment, sendo a última o foco desse trabalho.

Parametrizações de MF do tipo single-moment levam em consideração somente a concentração de massa para cada uma das espécies previstas nas equações prognósticas (MORRISON; THOMPSON; TATARSKII, 2009). Tais esquemas fixam θ ou ω , e resolvem o termo incógnito. Por exemplo, se o intercepto (N_0) da distribuição é mantido constante, então λ varia inversamente com q_r . Isso significa que se a quantidade de água de chuva em um volume aumenta, o tamanho médio das partículas é também esperado aumentar. Parametrizações de MF do tipo *double-moment* apresentam uma sofisticação em termos de modelagem, pois tentam prever também o número de concentração de gotículas por volume, além da própria razão de mistura. Tal aprimoramento se dá na tentativa de previsão tanto de N_0 quanto de λ , a partir de aproximações pela Função Gama (MORRISON; THOMPSON; TATARSKII, 2009).

Em suma, parametrizações de MF do tipo bulk double-moment apresentam um avanço metodológico e computacional em comparação às bin single-/double-moment, pois são capazes de prever ambas a razão de mistura e a concentração de hidrometeoros para cada uma das espécies que se dispõe a calcular (LEI et al., 2019). Entretanto, a solução explícita da precipitação através de microfísica de nuvens é fortemente dependente da resolução horizontal e vertical dos modelos de PNT, principalmente em modelos globais. Para soluções explícitas das nuvens, as resoluções precisam ser cada vez maiores, sendo que tal custo computacional é tipicamente mitigado com a adição da convecção cumulus para a representação de grande escala das nuvens (JEWORREK; WEST; STULL, 2019).

3.4. Sensibilidade da PNT às parametrizações de MF e CC

Nos dias de hoje, a PNT dispõe de inúmeras opções de parametrização, cada uma cobrindo diferentes níveis de complexidade e paradigmas, conforme apresentado anteriormente. Sendo assim, testes de sensibilidade são fundamentais para investigar a capacidade e limitações dos modelos em prever, dentre outras variáveis, a precipitação. Testes de sensibilidade de parametrizações para previsão de eventos extremos de precipitação têm sido mais realizados na América do Norte, Europa e Ásia (PENNELLY; REUTER, FLESCHE, 2014; YANG et al., 2015; ZHANG et al., 2017; AVOLIO; FEDERICO, 2018; DU DUC et al., 2019; PATEL et al., 2019; TEWARI et al., 2022). Contudo, ainda são poucos os estudos com focos em outras regiões, especialmente, na África, Oceania e Américas Central e do Sul.

Tennesson et al. (2021) utilizaram o modelo WRF (SKAMAROCK et al., 2019) para testar esquemas de CC para eventos de precipitação severa na África Central e concluíram que diferentes eventos de precipitação necessitariam de diferentes conjuntos de parametrizações. Os experimentos apresentaram viés negativo (subestimação de precipitação pelo modelo) e dificuldade de previsão de volumes e localidade dos eventos severos. Os autores também evidenciaram que eventos de precipitação severa em regiões tropicais são altamente sensíveis às parametrizações de CC. Cintineo et al. (2014) avaliaram diversos experimentos com diferentes parametrizações de MF (*double-moment*) e de Camada Limite Planetária (CLP), comparando os resultados de imagens sintéticas de satélite produzidas pelo WRF com imagens do Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES). Os autores enfatizaram um viés alto na simulação de cobertura de nuvens pelo modelo, especialmente nuvens na alta troposfera. Os esquemas de MF *Milbrandt–Yau* e *Morrison (Thompson e WDM6)* superestimaram (subestimaram) a cobertura de nuvens. No geral, os maiores desvios na simulação de nuvens foram encontrados na análise da MF, corroborando com Jankov et al. (2011), enquanto as parametrizações de CLP se comportaram mais homoganeamente entre si, ressaltando as incertezas presentes na simulação de processos sub-grade para formação de nuvens. Tewari et al. (2022) também encontraram subestimações em simulações de precipitação severa utilizando o WRF. Os autores investigaram os esquemas de MF Thompson, WSM6, e WDM6, amplamente estudados na literatura. As subestimações chegaram até 50 mm por dia em algumas simulações em comparação à observações.

Penelly et al. (2014) estudaram três eventos de precipitação extrema no Canadá, que levaram a enchentes, testando diferentes parametrizações de CC com o WRF. Os autores concluíram que a parametrização de *Kain–Fritsch* trouxe os melhores resultados, apesar de

superestimativas. Além disso, o aumento na resolução espacial das simulações contribuiu para melhores resultados. Por fim, ao utilizar somente a solução explícita das nuvens (*i.e.*, por meio da MF), os resultados não tiveram diferenças significativas para com as simulações utilizando a CC ativa no domínio. Du Duc et al. (2019) também encontraram melhores resultados para eventos de precipitação utilizando *Kain–Fritsch* no modelo WRF. Entretanto, os autores notaram uma sensibilidade razoável no *feedback* entre CC e CLP para os eventos extremos de precipitação estudados. Patel et al. (2019) ressaltaram que um dos desafios da previsão de enchentes e inundações é a disponibilidade de previsões confiáveis de precipitação em alta resolução espacial e temporal. Também enfatizaram que as previsões regionais, tais como as do modelo WRF, são altamente sensíveis e dependentes das configurações física, especialmente das parametrizações de CC e MF. Seus resultados apontaram para uma sensibilidade maior da precipitação à parametrizações de CC do que para as de MF, com o conjunto *Grell–Devenyi 3D* (CC) e *Lin* (MF) apresentando os melhores resultados dentre os experimentos.

Comin et al. (2021) utilizaram o WRF para testes de parametrizações em um estudo de precipitação extrema no Nordeste do Brasil, de 2017, causando fatalidades e o desalojamento de inúmeros habitantes. Os autores concluíram que a escolha adequada de combinações de configurações físicas é essencial para a previsão desse tipo de evento. Barcellos e Cataldi (2020) e Da Silva et al. (2022) também mostraram que simulações com o WRF para a região norte do Estado do Rio de Janeiro tendem a subestimar taxas de precipitação em até 57%. Resultados similares foram encontrados por Calado et al. (2018), onde combinações diferentes de parametrizações de CC e MF foram testadas para a BRPS, área de interesse deste estudo. Os resultados dos autores apontam que apesar de subestimar os valores dos máximos diários de precipitação, o modelo simula uma frequência maior de eventos de chuva forte. As melhores performances do modelo são alcançadas para os dias e localidades com chuva fraca, evidenciando a dificuldade dos modelos na previsão de eventos extremos.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Configuração do modelo

O modelo WRF (versão 4) foi utilizado para simular o caso selecionado, utilizando diferentes parametrizações de CC e MF. As simulações consistem em uma grade aninhada de 3 km de espaçamento de grade, tipo *one-way-nesting*, sobre uma grade-mãe de 12 km, centradas sobre a BRPS (22,211°S; 43,791°O), representada pelo contorno vermelho na Figura 1. Condições iniciais e de fronteira requeridas para simulações regionais foram providas a cada 3 horas pelo modelo global *Global Forecast System* (GFS; NCEP, 2015) com 0,25° de resolução horizontal. A configuração das simulações em comum à todos os experimentos (mantidas fixas) está descrita na Tabela 1. As simulações foram integradas de 10 Janeiro 2016 (00 UTC) até 20 Janeiro 2016 (12 UTC). As primeiras 12 horas de integração foram descartadas para permitir a acomodação das soluções numéricas do WRF (*spin-up*). A parametrização de CC foi ativada somente no domínio externo (d01), assumindo que o domínio interno (d02) permita a solução explícita das nuvens (WEISMAN et al., 1997).

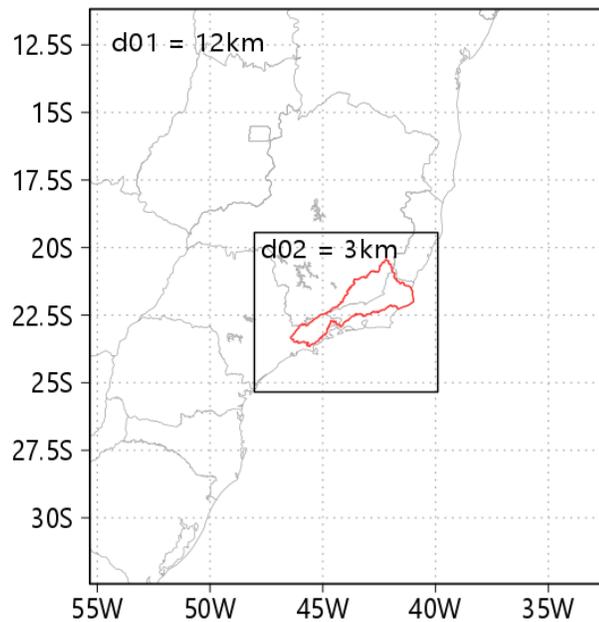


Figura 1 – Grade-mãe externa (d01) e interna aninhada (d02) da configuração utilizada no estudo com o WRF. A região interna em d02 com contorno vermelho representa a área de drenagem da BRPS.

Tabela 1 – Configurações compartilhadas em todos os experimentos numéricos.

PARÂMETRO	GRADE D01	GRADE D02
PONTOS NA DIREÇÃO-X	200	281
PONTOS NA DIREÇÃO-Y	200	221
PONTOS NA DIREÇÃO-Z	45	45
RESOLUÇÃO HORIZONTAL	12 km	3 km
PASSO DE TEMPO	60	15
TOPO DO MODELO	50 hPa	
LATITUDE CENTRAL	22,211°S	
LONGITUDE CENTRAL	43,791°O	
CAMADA LIMITE PLANETÁRIA	Mellor-Yamada-Janjic (JANJIC, 2001).	
CAMADA DE SUPERFÍCIE	Revised-MM5 (JIMÉNEZ et al., 2012).	
INTERAÇÃO SOLO-SUPERFÍCIE	Noah-LSM (CHEN; DUDHIA, 2001).	
RADIAÇÃO DE ONDA-CURTA	MM5 (DUDHIA, 1989).	
RADIAÇÃO DE ONDA-LONGA	RRTM (MLAWER et al., 1997).	

Foram realizados oito experimentos numéricos combinando duas parametrizações de CC (Kain-Fritsch e Grell-Freitas) e quatro parametrizações de MF (Thompson, Milbrandt 2-mom., Morrison 2-mom. e WDM6). As parametrizações selecionadas foram escolhidas com base no estado-da-arte em termos de representação física e revisão de literatura, também utilizadas por diversos outros autores em estudos de sensibilidade (AWAN et al., 2011; TEO et al., 2011; PÉREZ et al., 2014; PIERI et al., 2015; ARNAULT et al., 2018; WAGNER et al., 2018; JEWORREK et al., 2019; PATEL et al., 2019). A combinação desses esquemas resultou em oito experimentos numéricos: *Kain-Fritsch + Thompson* (KF+THOMP); *Kain-Fritsch + Milbrandt 2-mom.* (KF+MILB); *Kain-Fritsch + Morrison 2-mom.* (KF+MORR); *Kain-Fritsch + WDM6* (KF+WDM6); *Grell-Freitas + Thompson* (GF+THOMP); *Grell-Freitas + Milbrandt 2-mom.*

(GF+MILB); *Grell-Freitas + Morrison 2-mom.* (GF+MORR); *Grell-Freitas + WDM6* (GF+WDM6);

A parametrização de Kain-Fritsch é uma atualização de Kain e Fritsch (1990; 1993) e considera a razão de mistura de nuvem (Q_C), chuva (Q_R), gelo (Q_I) e neve (Q_S) como tendências para a umidade. Seu método identifica parcelas de ar candidatas para convecção profunda através de sua chance de início de atividade convectiva. Já o esquema de Grell-Freitas (GRELL; FREITAS, 2014), baseado no trabalho de Grell e Devenyi (2002), considera Q_C e Q_I , e possui um arcabouço que permite a implementação em modelos de mesoescala não-hidrostáticos de alta-resolução. Os destaques da atualização incluem parametrização através de escalas e interação com aerossóis, pela conversão de núcleos de condensação em chuva. As parametrizações Thompson (THOMP; THOMPSON et al. 2008), Milbrandt 2-mom. (MILB; MILBRANDT; YAU, 2005), Morrison 2-mom. (MORR; MORRISON et al., 2009) e WDM6 (LIM; HONG, 2010) são esquemas do tipo *bulk double-moment*. Possuem Q_C , Q_R , Q_I , Q_S , e razão de mistura de graupel (Q_G) como variáveis prognósticas. O esquema de MILB também inclui razão de mistura de granizo (Q_H) nas equações previsões.

4.2. Dados e análises

Foram utilizadas observações para caracterizar e investigar os totais de precipitação associados com o evento, e validar os resultados das simulações do WRF. Dados horários de precipitação foram obtidos de oito estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET; BDMEP, 2022), localizadas na BRPS e proximidades. Dados diários de oito estações hidrológicas da Agência Nacional da Águas (ANA) foram utilizados para avaliar a resposta hidrológica à precipitação. A localização das estações meteorológicas e hidrológicas pode ser encontrada na Figura 2, juntamente com a topografia da região dada pelos dados do GTOPO3 (DANIELSON; GESCH, 2011). Para fins de praticidade, as abreviações dos nomes das estações serão usados desse ponto em diante. Na Figura 2, R1 e R2 representam áreas onde os maiores acumulados de precipitação foram registrados.

Dados de estimativas de precipitação do MERGE (ROZANTE et al., 2010) foram utilizados para a análise espacial da distribuição de precipitação na grande interna (d02). Os produtos de estimativa de precipitação do MERGE são originalmente uma combinação do Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-Satellite Retrievals for GPM (IMERG; HUFFMAN et al., 2015a, 2015b, 2015c), com $0,1^\circ$ de resolução horizontal e 1 hora de resolução

temporal, combinado com observações de precipitação na América do Sul. Além do MERGE, foram utilizados dados do ERA5 (HERSBACH et al., 2020) para identificação dos padrões sinóticos do sistema de precipitação e para a análise estatística dos campos modelados. Foram obtidos dados de temperatura do ar a 2 metros, umidade específica, cobertura de nuvens altas, médias e baixas, vento zonal e vento meridional.

Dados de radar de refletividade Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) foram obtidos do Radar Doppler de Banda-S de Pico do Couto (22.450S; 43.297W). Os dados do radar, disponibilizados pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), possuem resolução temporal de 10 minutos, alcançando um raio de 240 km. Este opera na frequência de 2,7 – 2,9 GHz, com diâmetro do feixe de 2° e Frequência de Repetição do Pulso de 600 Hz. Os produtos CAPPI possuem resolução horizontal e vertical de 1 km, abrangendo as altitudes de 3 à 15 km. A refletividade de radar é uma medida empírica dos diversos alvos que um radar encontra na atmosfera. A potência recebida de volta ao radar após a emissão do pulso é capaz de descrever a presença de gotas de água e gelo, granizo, *graupel*, etc. O valor da potência recebida é então convertido em refletividade. A refletividade é proporcional à concentração e, especialmente, à dimensão dos alvos detectados. Através de relações semi-empíricas (como por exemplo Z-R; vide Marshall e Palmer (1948)), a refletividade pode ser convertida em taxa de precipitação.

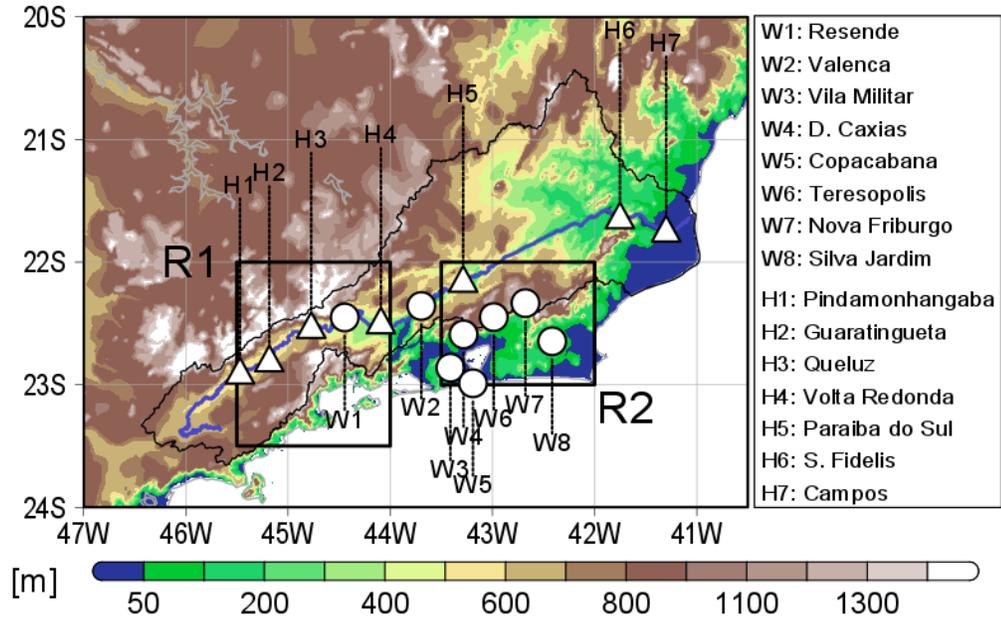


Figura 2 – Localização das estações meteorológicas (“W”; círculos) e hidrológicas (“H”; triângulos). A área contornada em preto representa a área de drenagem da BRPS, com o curso principal representado pela linha azul escura (Rio Paraíba do Sul). R1 e R2 representam as áreas com maiores acumulados de precipitação. Áreas preenchidas representam a orografia da região, pelos dados do modelo de elevação digital GTOPO30, em metros acima do nível do mar, com aproximadamente 1 km de resolução horizontal.

Inicialmente, a habilidade do modelo em representar a escala sinótica do evento foi investigada comparando os resultados da grade-mãe (d01) de integral vertical da convergência do fluxo de umidade (CFU; Equação 19) com os dados do ERA5. Tal comparação tem por objetivo dar suporte à investigações quanto à precisão do modelo em capturar o tempo e posicionamento do sistema meteorológico. Em adição, as cartas sinóticas do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) foram utilizadas para complementar a análise.

$$CFU = -\frac{1}{g} \int_{p_i}^{p_f} \left(\frac{\partial uq}{\partial x} - \frac{\partial vq}{\partial y} \right) \quad (19)$$

Equação 19 – Integral da convergência do fluxo de umidade horizontal dos níveis p_i à p_f . Na equação, g , u , v , e q representam a aceleração da gravidade [$m \cdot s^{-2}$], vento zonal [$m \cdot s^{-1}$], vento meridional [$m \cdot s^{-1}$] e umidade específica [$kg \cdot kg^{-1}$].

Para caracterizar o evento de precipitação, dados de chuva e vazão das estações foram acumulados em base diária, das 12 UTC às 12 UTC, seguindo o período de acumulação dos dados das estações meteorológicas. Dessa forma, a performance do modelo foi avaliada para investigar a

configuração que melhor se ajusta à precipitação observada. Para tal, o percentual de desvio das simulações para as observações (estações meteorológicas) foi computado para o acumulado de 10 dias do evento.

Diagramas de Taylor foram aplicados para resumir os principais parâmetros estatísticos (TAYLOR, 2001). Dessa forma, a precipitação foi acumulada em base diária, cobrindo o período completo de integração das simulações, para ambos os dados simulados e observados de chuva. Em complemento aos diagramas, a precipitação foi acumulada diariamente e durante os dias do evento sobre os pixels de R1 e R2 (ver Figura 2). O produto resultante foi apresentado em forma de *boxplots* para evidenciar as principais características da distribuição espacial de precipitação do modelo frente aos dados observados. A análise estatística espacial se deu por meio de mapas de coeficiente de correlação e erro médio entre os dados do MERGE (precipitação) e ERA5, com os dados das simulações. As correlações assumem a relação temporal entre *pixels* de uma mesma coordenada para os dados observados *versus* modelados.

A estrutura vertical do sistema de precipitação foi investigada pela comparação dos dados de reflectividade do Radar de Pico do Couto com as simulações. Foram gerados campos de *time-height* de reflectividade máxima em R1 e R2 para cada nível vertical, abrangendo 00 UTC 15 de janeiro à 00 UTC 20 janeiro de 2016. Além disso, séries temporais de reflectividade máxima em 5 km de altitude foram produzidas a fim de se compreender a habilidade do modelo em representar ambientes com convecção ativa.

Por fim, foi analisada a distribuição vertical da razão de mistura horizontal média dos hidrometeoros previstos de cada conjunto de parametrizações, para R1 e R2. Tal investigação foi proposta para dar suporte ao entendimento de como diferentes parametrizações distribuem os hidrometeoros verticalmente e, dessa forma, avaliar o impacto da distribuição e concentração nos campos horizontais de precipitação.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Descrição do evento e análise sinótica

Um cavado se formou na tarde do dia 10 de janeiro de 2016 no Sul do Brasil, moveu-se para o oceano e aprofundou-se na costa do Sudeste. O aprofundamento do cavado levou ao rápido desenvolvimento de uma ciclone subtropical no dia 11 de janeiro e, conseqüentemente à canalização da umidade ao longo do eixo Sudeste-Norte do Brasil. Os ciclones subtropicais, também denominados “ciclones híbridos”, possuem características físicas tanto dos ciclones tropicais quanto dos extratropicais. São caracterizados por um núcleo quente em baixos níveis e um frio na alta troposfera. Se desenvolvem tipicamente nas latitudes entre 15°-35°, em ambos hemisférios. (DA ROCHA et al., 2019; SILVA et al., 2022).

O canal de umidade, configurado então como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), persistiu durante aproximadamente 10 dias, ocasionando elevados acumulados de precipitação na BRPS. O evento desalojou milhares de famílias e deixou um caminho de destruição, causando enchentes, inundações, deslizamentos de terra e bloqueios em vias terrestres (SILVA; JARDIM, 2017). A Figura 3 apresenta fotos do evento em diferentes partes da Bacia, evidenciando os estragos causados pelos altos acumulados de precipitação durante a presença da ZCAS na Bacia.

O aprofundamento rápido do sistema de baixa pressão e a permanência da ZCAS foram responsáveis pelos altos níveis de precipitação registrados nas estações meteorológicas da região. A Figura 4a apresenta a precipitação observada (acumulados diários) nas estações meteorológicas do INMET, com acumulado máximo diário registrado no dia 16 de janeiro. O acumulado diário ultrapassou 120 mm em W1, W3 e W7, o que posicionaria este evento além do percentil 99°, considerando o histórico de precipitações diárias entre 1997-2016 (PRISTO et al., 2018). A precipitação registrada levou à uma rápida resposta hidrológica na Bacia, e na Figura 4b são apresentados os dados da vazão média registrada nas estações hidrológicas da ANA. Apesar da precipitação apresentando seu máximo em 16 de janeiro, a resposta hidrológica apresentou atraso de aproximadamente 1 dia (tempo de viagem da água). As estações hidrológicas H6 e H7 registraram os maiores picos de vazão a partir do dia 17 de janeiro, com uma queda menos acentuada que as demais. Ambas estações H6 e H7 estão localizadas próximas à foz do Rio Paraíba do Sul (curso principal), coletando a vazão dos afluentes.



Figura 3 – (a, b, c) Enchentes na cidade de Paraíba do Sul (Estado do Rio de Janeiro) e (d) enchente em Além Paraíba (Estado de Minas Gerais) no dia 16 de janeiro de 2016. Fonte: G1 (a, b, c) e Marcelo Lopes Jornalismo (d).

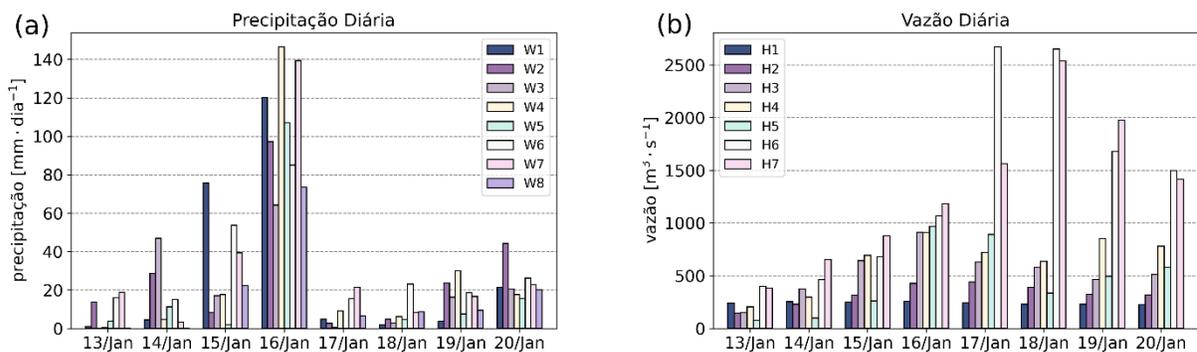


Figura 4 – Precipitação diária acumulada pelas (a) estações meteorológicas do INMET e (b) vazão média diária das estações hidrológicas da ANA.

A distribuição espacial da precipitação do MERGE pode ser vista na Figura 5, acumulada de 12 UTC 10 de janeiro à 12 UTC 20 de janeiro de 2016. Os maiores acumulados foram

registrados em R1 e R2, com outros acumulados expressivos sendo registrados ao longo da Bacia. A precipitação acumulada em R1 ultrapassou 300 mm, e atingiu 250 mm em R2, representando aproximadamente 40% da expectativa de precipitação acumulada para a estação chuvosa da região (dezembro-fevereiro; BRASILIENSE et al., 2020).

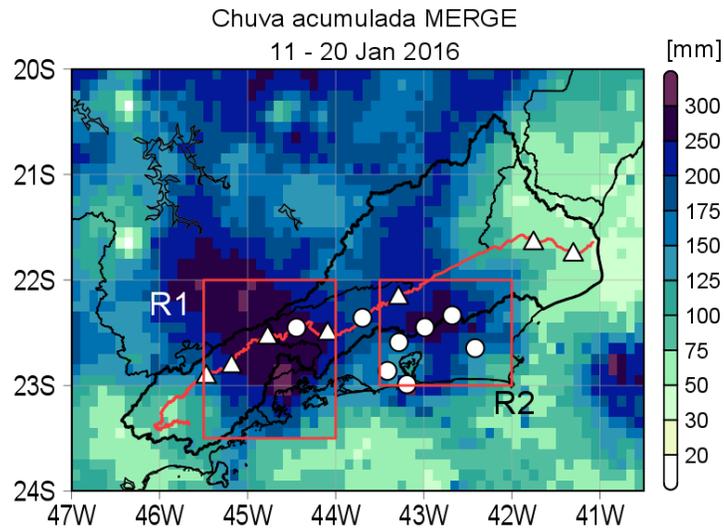


Figura 5 – Acumulado de precipitação [mm] dos dados do MERGE de 12 UTC 10 de janeiro à 12 UTC 20 de janeiro de 2016. Os círculos e triângulos indicam a posição das estações meteorológicas e hidrológicas, respectivamente (ver também Figura 2).

A Figura 6 apresenta as cartas sinóticas como base para a comparação da representatividade do modelo em simular os padrões de grande-escala durante o evento de precipitação. As 12 UTC de 11 de janeiro de 2016 (Figura 6a), a baixa pressão começou a se aprofundar em aproximadamente 30S e 45°, conduzindo à formação da ZCAS às 12 UTC de 12 janeiro (Figura 6b), associada à um Ciclone Subtropical no oceano. O canal de umidade persistiu por ao menos quatro dias (Figura 6c) começando a se enfraquecer a partir de 12 UTC de 17 de janeiro (Figura 6d).

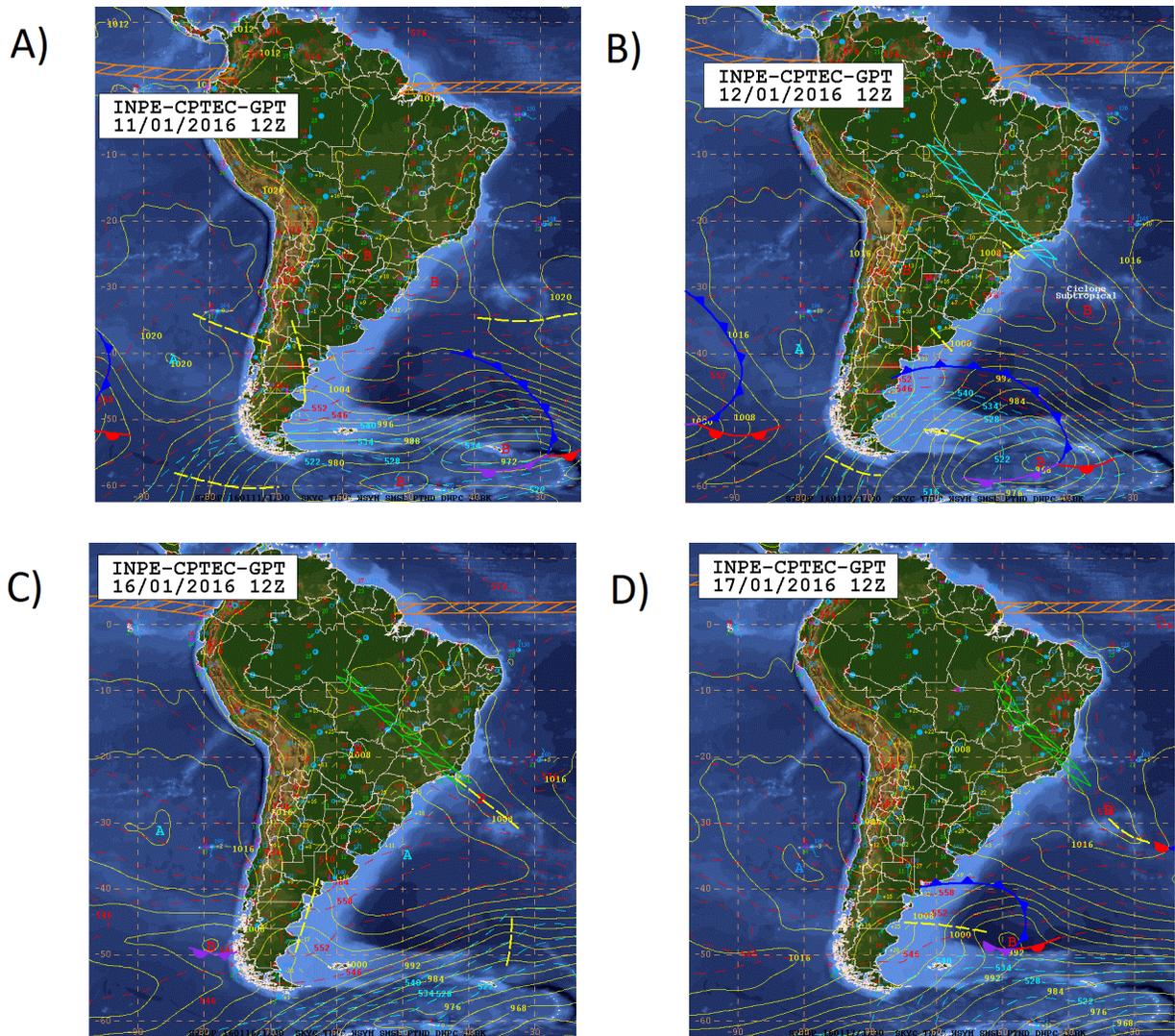


Figure 6 – Cartas sinóticas do CPTEC/INPE referente ao caso estudado. As cartas apresentam a formação, aprofundamento e persistência da ZCAS e seu núcleo associado de baixa pressão.
Fonte: CPTEC/INPE.

A habilidade do modelo em simular tal evolução sinótica é avaliada pelos campos de CFU em tempos correspondentes entre dados do ERA5 (Figura 7) e WRF (Figura 8-11). No geral, o início da formação do sistema de baixa-pressão foi capturado pelo ERA5 (Figura 7a) e WRF (Figura 8a-8h). Nas simulações (Figura 8), pouca diferença foi gerada em termos de convergência de umidade no núcleo do sistema de baixa-pressão (aproximadamente 27,6S;42,5O) em comparação com os resultados do ERA5 (Figura 7a). Dentre os experimentos (Figura 8), pouca diferença foi registrada tanto para os membros de famílias de MF quanto para os de CC.

Quando o canal de umidade entre oceano e continente começa a se formar (Figura 7b), algumas diferenças entre ERA5 e simulações se tornam mais evidentes. Na Figura 9, contendo as

simulações para 12 UTC de 12 de janeiro, os experimentos da família de CC de KF (Figuras 9a-9d) apresentam fluxos de convergência de umidade mais intensos no continente em comparação à família de GF (Figuras 9e-9h). As discrepâncias entre os esquemas de CC KF e GF foram mais notáveis que as diferenças entre parametrizações de MF em um mesmo grupo de CC. Processos de convecção cúmulus possuem um efeito dominante em fluxos de grande-escala e tendem a ser dominantes sobre a MF (HUANG; BAO; CHEN, 2014; TIEDTKE, 1988). No geral, o posicionamento do canal de convergência de umidade no oceano e continente apresentou resultados muito similares em termos de posicionamento para os oito experimentos.

De maneira similar, durante o estágio maduro da ZCAS (Figura 7c para os dados do ERA5 e Figura 10 para os do WRF), as maiores diferenças foram notadas entre os membros dos grupos de CC KF (Figuras 10a-10d) e GF (10e-10h). Além disso, os experimentos com KF tendem à intensificar a convergência de umidade no oceano em comparação à GF, com este último aparentando maior granularidade dos campos de CFU. Entretanto, em termos de posicionamento do sistema sinótico, o resultados do WRF (Figura 10) ainda apresentam grande ajuste com os campos do ERA5 (Figura 7c).

Por fim, o estágio final do sistema meteorológico é apresentado na Figura 7d (ERA5) e nas Figuras 11a-11h (WRF). Este estágio apresentou as maiores diferenças entre os experimentos em comparação aos estágios anteriores. As maiores diferenças aparecem na convergência/divergência de umidade nas regiões ao entorno na baixa pressão enfraquecida (30S;35O). No geral, o WRF (Figura 11) superestimou a CFU em comparação ao ERA5 (Figura 7d), apresentando também desvios de posicionamento. Superestimações de convergência de umidade também foram encontradas por Otieno et al. (2018), principalmente usando KF. O esquema de KF, cuja premissa de fechamento é eliminar a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), é fortemente afetado pela convergência em baixos níveis. Wang et al. (2021) sugerem que limitações do esquema em produzir distribuições de nuvens menores com diâmetros adequados pode contribuir para a superestimativa do tamanho e profundidade das torres convectivas e, conseqüentemente, interferir na resposta à grande-escala por meio de distorções nos campos de momentum.

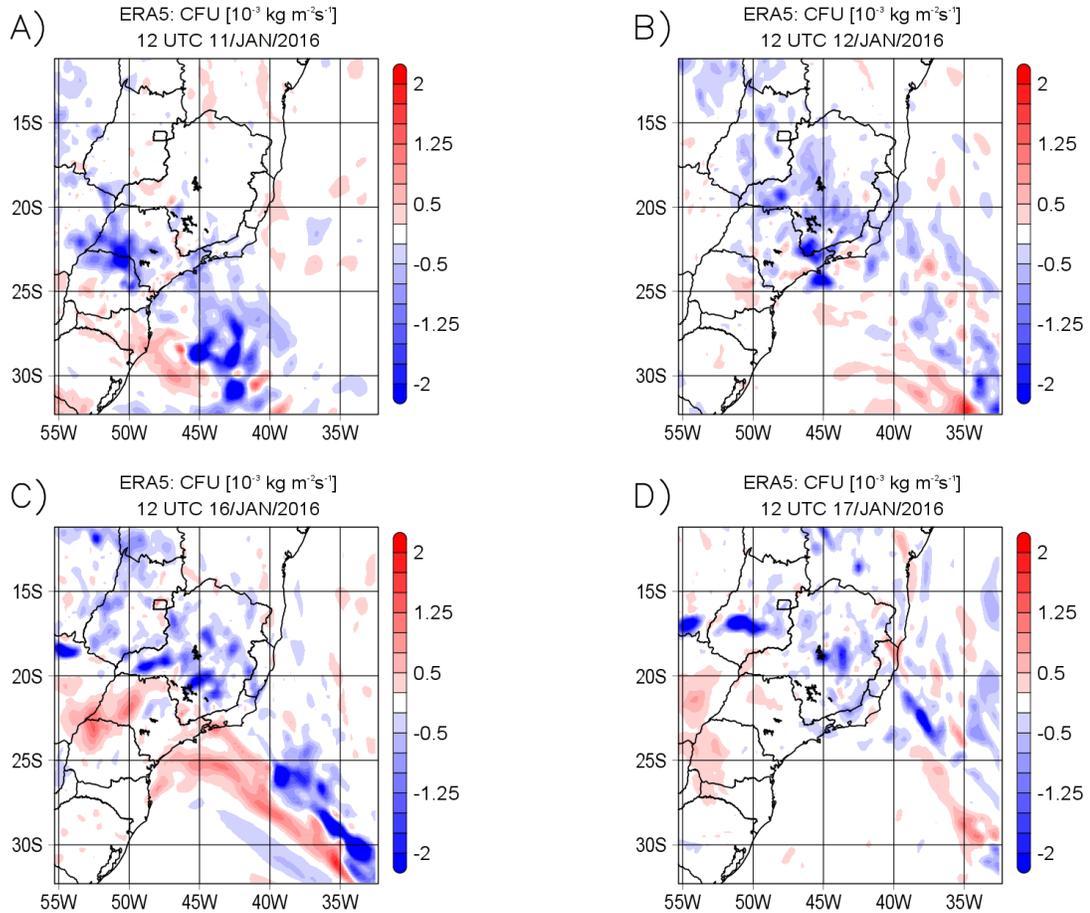


Figure 7 – Mapas de FCU do dados do ERA em (a) 12 UTC 11 de janeiro, (b) 12 UTC 12 de janeiro, (c) 12 UTC 16 de janeiro, e (d) 12 UTC 17 de janeiro de 2016. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) da integram vertical do fluxo horizontal de convergência de umidade.

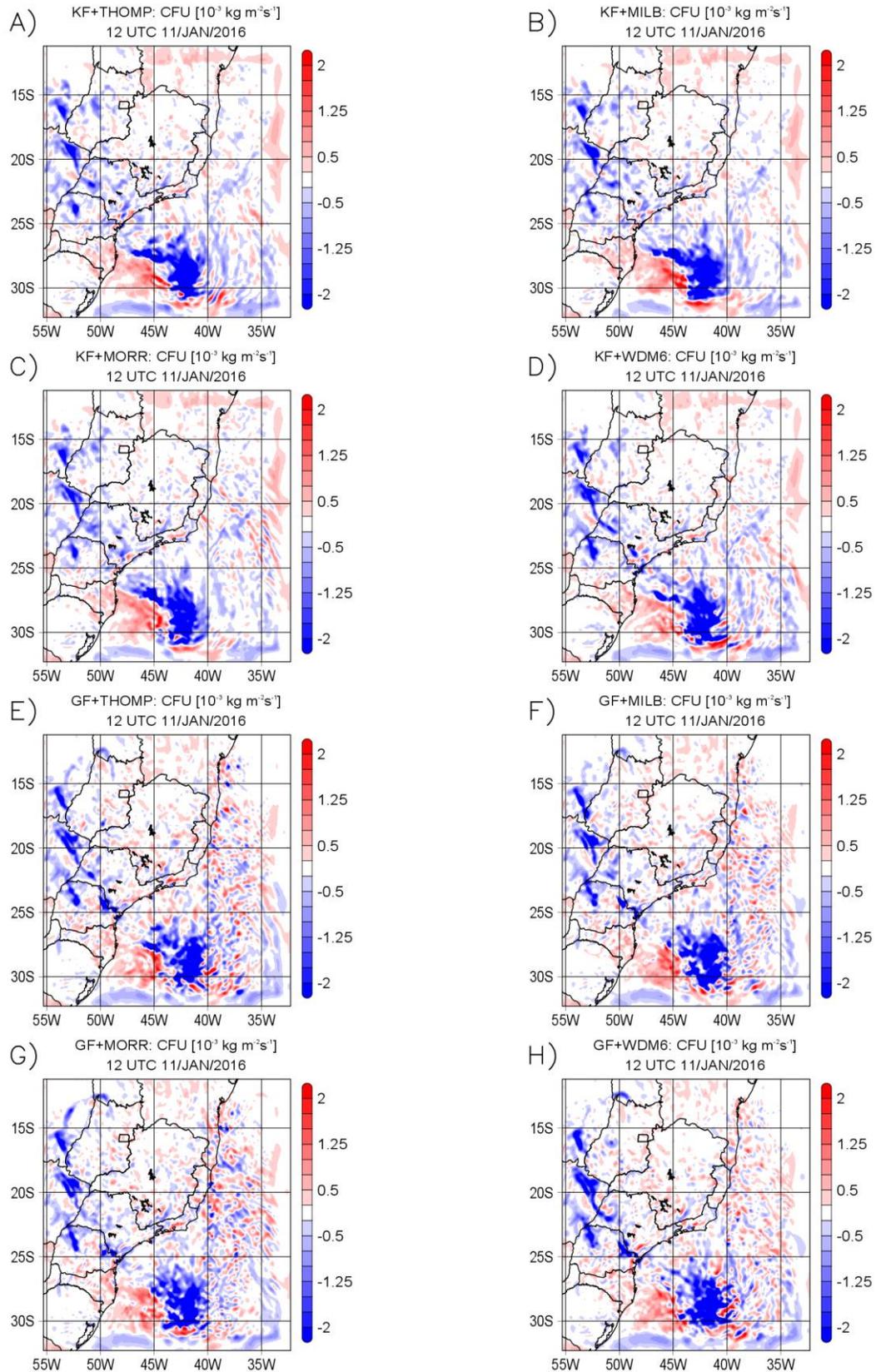


Figure 8 – Mapas de CFU as 12 UTC de 11 de Janeiro de 2016 para as simulações do WRF. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) de umidade.

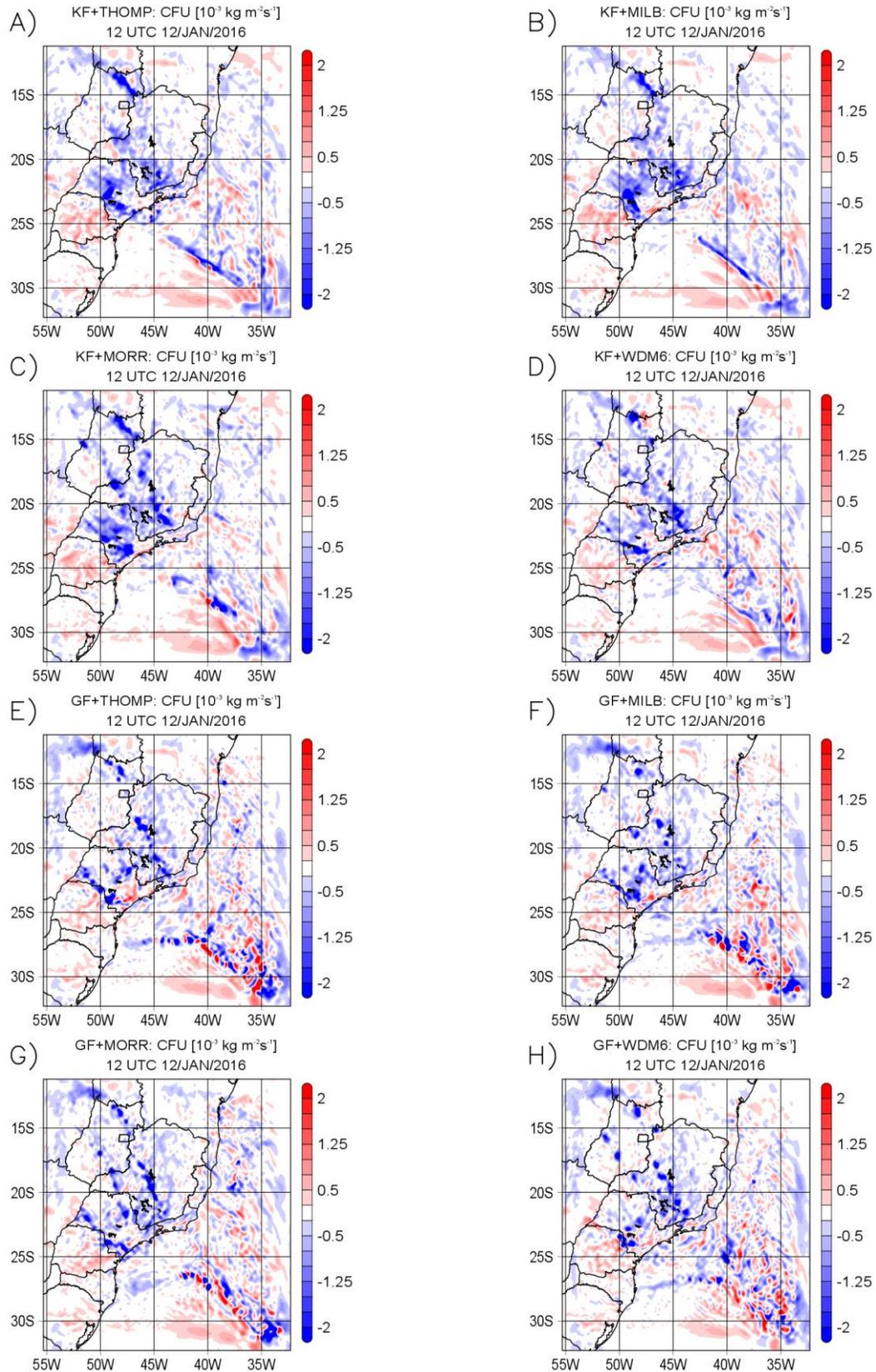


Figure 9 – Mapas de CFU as 12 UTC de 12 de Janeiro de 2016 para as simulações do WRF. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) de umidade.

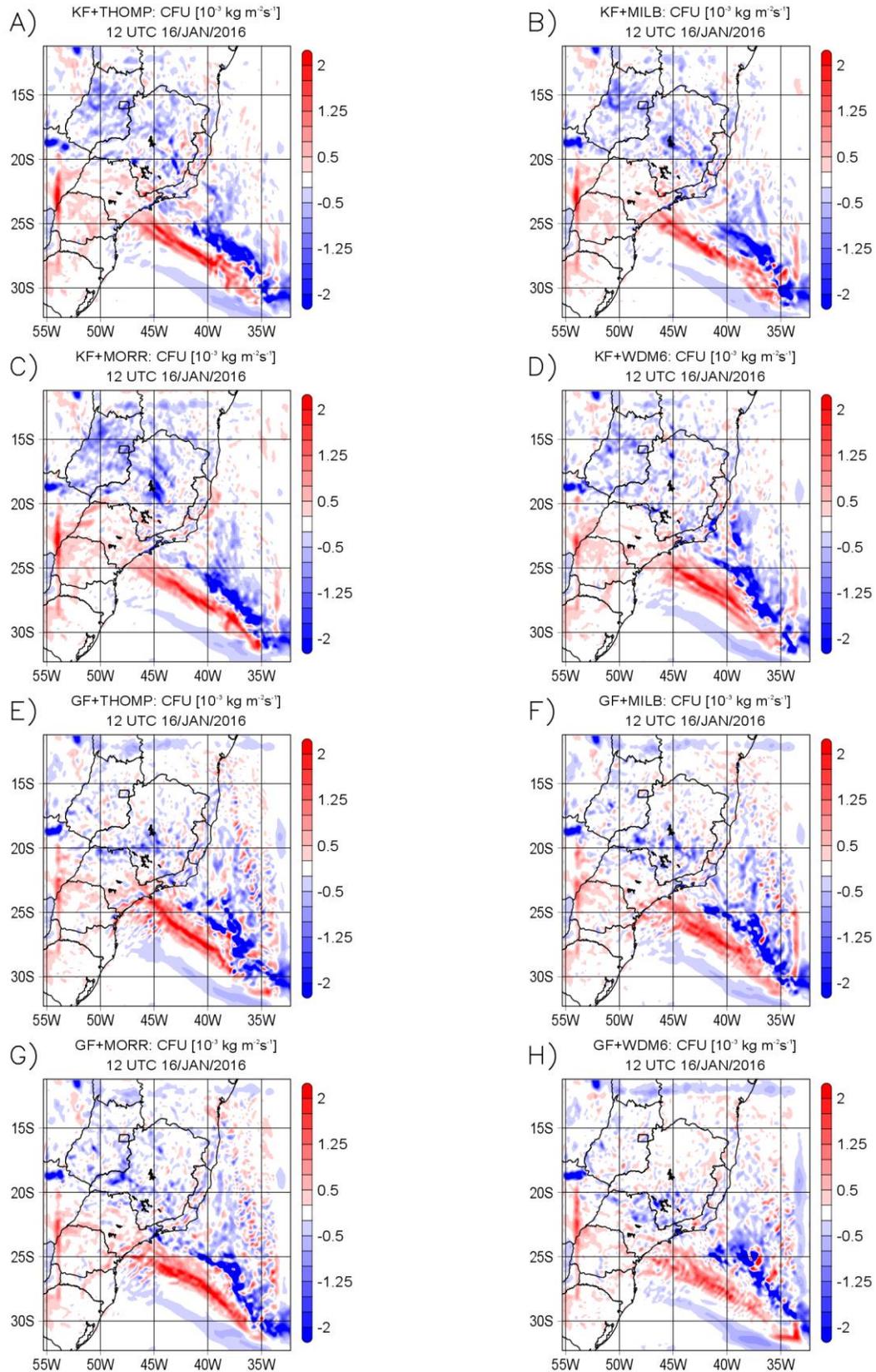


Figure 10 – Mapas de CFU as 12 UTC de 16 de Janeiro de 2016 para as simulações do WRF. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) de umidade.

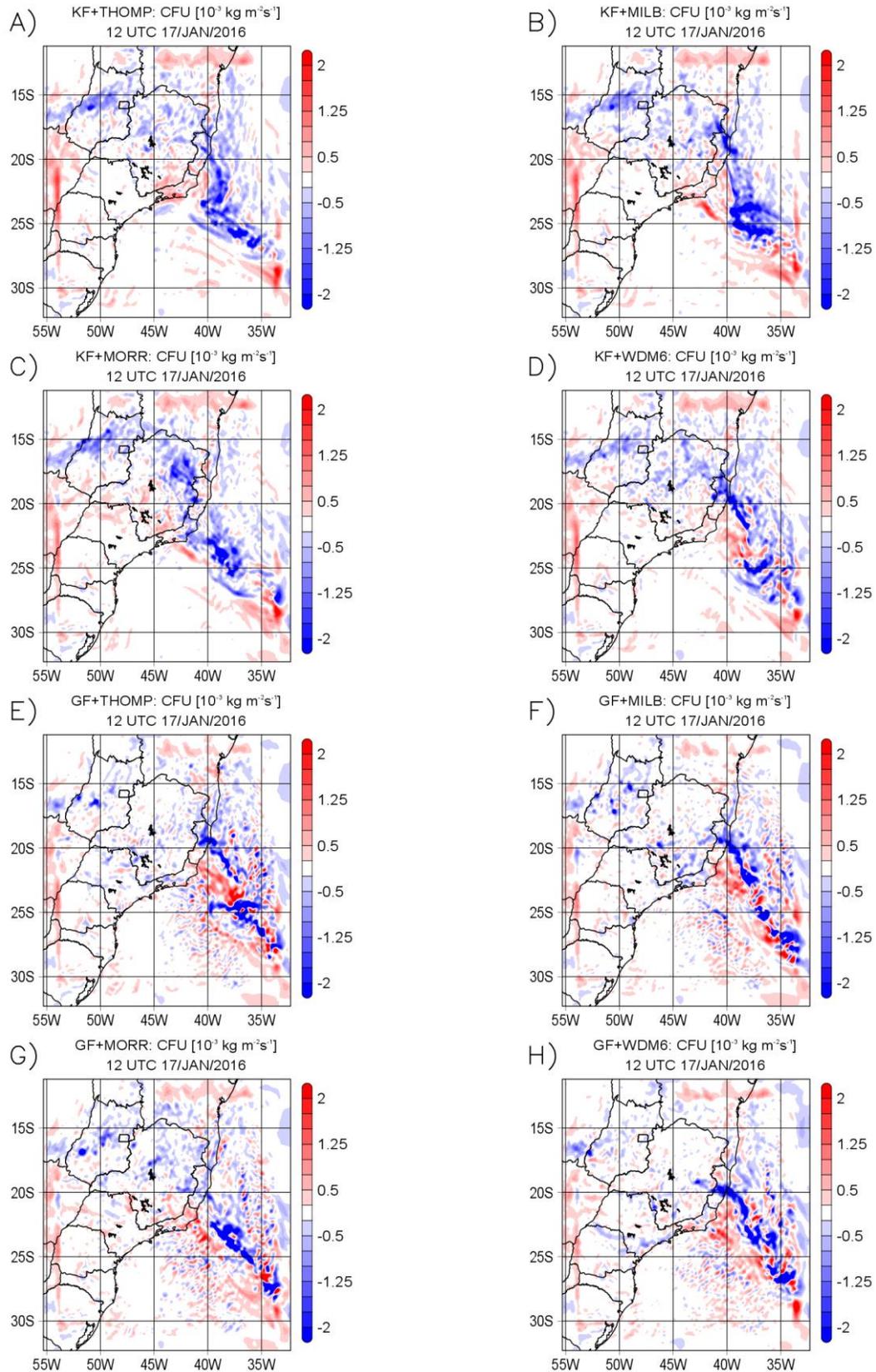


Figure 11 – Mapas de CFU as 12 UTC de 17 de Janeiro de 2016 para as simulações do WRF. Valores positivos (negativos) representam divergência (convergência) de umidade.

5.2. Análise estatística

A Tabela 2 apresenta a precipitação acumulada nas estações meteorológicas do INMET das 12 UTC de 10 de janeiro às 12 UTC de 20 de janeiro de 2016 (primeira linha), com a precipitação nos experimentos sendo apresentada como viés percentual às observações (demais linhas). De modo geral, o WRF subestimou expressivamente os acumulados de precipitação em todas as oito estações meteorológicas, exceto em W6 com KF+MORR, onde uma superestimação de 9% foi encontrada. Os demais experimentos variaram seus resultados amplamente em W6, com subestimações alcançando 55% (GF+THOMP). A estação W6 é localizada na Região Serrana do Rio de Janeiro (ou Serra Fluminense), uma região de terreno montanhoso, usos de solo diversos e vegetação densa. A estação W7, também localizada na Serra Fluminense, apresentou subestimações entre 18%-63% dentre os experimentos.

De modo geral, apesar da forte tendência de subestimação da precipitação acumulada, os experimentos da família KF apresentaram viéses menores em comparação à GF. O experimento KF+MILB apresentou bons ajustes, com menores subestimações, especialmente em W3, W4, W6 e W7. Alguns autores apontaram para os desafios em simular precipitação em regiões de terreno complexo (COLLE et al., 2005; CHOW et al., 2019; RAUBER et al., 2019; WIERSEMA et al., 2020; JEWORREK et al., 2021). Estes apontaram as dificuldades em simular nuvens forçadas orograficamente com a PNT, bem como estratégias que os modelos utilizam para contornar as instabilidades numéricas e evitar violações da condição de Courant–Friedrichs–Lewy condition (i.e., erro de CFL; COURANT et al., 1928).

Merino et al. (2022) exploraram diversos eventos extremos de precipitação com opções de MF variados com o WRF. Os autores também apontaram para a tendência do WRF na subestimação de precipitação em suas rodadas, e sugerem que devido à características singulares de cada evento, nenhuma combinação ideal de parametrizações pôde ser assumida. Subestimações de precipitação modelada foram identificadas também por outros autores ao testar diversos conjuntos de parametrizações (CHOUBIN et al., 2016; CALADO et al., 2018; GLISAN et al., 2019; MU et al., 2019; TEWARI et al., 2022).

Tabela 2 – Precipitação acumulada nas estações meteorológicas (primeira linha) das 12 UTC de 10 de janeiro às 12 UTC de 20 de janeiro de 2016; e viés percentual de precipitação modelada acumulada para o mesmo período, nas demais linhas.

Station/Simulation	W1	W2	W3	W4	W5	W6	W7	W8
Observation [mm]	261	247	171	246	156	276	307	151
KF+THOMP	-57%	-61%	-63%	-32%	-72%	-8%	-18%	-36%
KF+MILB	-57%	-55%	-15%	-39%	-75%	-23%	-39%	-60%
KF+MORR	-71%	-60%	-54%	-7%	-56%	9%	-63%	-39%
KF+WDM6	-63%	-74%	-64%	-38%	-76%	-30%	-48%	-54%
GF+THOMP	-64%	-70%	-61%	-65%	-71%	-55%	-48%	-77%
GF+MILB	-49%	-60%	-57%	-80%	-78%	-53%	-50%	-72%
GF+MORR	-58%	-74%	-67%	-65%	-79%	-45%	-60%	-70%
GF+WDM6	-57%	-66%	-83%	-50%	-71%	-39%	-51%	-83%

A Figura 12 apresenta os Diagramas de Taylor que comparam a precipitação modelada e a observada para todos os oito experimentos, em todos os oito pontos das estações meteorológicas. O valor de referência (observação) é representado pelo quadrado verde escuro sobre a base do eixo horizontal. O desvio padrão das observações e experimentos é lido conforme se caminha pelo eixo horizontal. Já os coeficientes de correlação são lidos conforme se caminha pelo eixo radial, sendo o hemisfério esquerdo (direito) referente à correlações negativas (positivas). No geral, não existe notoriamente um padrão distinto entre os experimentos para as classes de famílias de parametrizações de CC e MF. Ou seja, nas estações meteorológicas os resultados variam amplamente entre mesmas famílias. No geral, os resultados foram muito satisfatórios, com simulações apresentando correlações de aproximadamente 95% (por exemplo em W5, na Figura 12e).

Em termos de correlação (eixo radial), alguns experimentos não foram capazes de capturar a evolução da precipitação observada com o tempo, apresentando coeficientes negativos, especialmente em W2 (Figura 12b), W4 (Figura 12d) e em W6 (Figura 12f) com os esquemas de KF (quadrados). Os melhores ajustes foram encontrados em W1 (Figura 12a), W3 (Figura 12c) e em W5 (12e), onde a maioria dos experimentos apresentaram correlações razoavelmente adequadas, com desvios padrões também adequados em W5. No geral, a correlação da maioria dos experimentos ficaram entre -40% e +40%, entretanto, as parametrizações de MF das famílias

WDM6 e MILB apresentaram ligeira vantagem para as demais (círculos e quadrados amarelos e verdes). Correlações similares foram encontradas por Mooney et al. (2013) em suas investigações do clima regional da Europa usando o WRF, com viés de até 100% em certos períodos do ano.

Os experimentos tipicamente subestimaram o desvio padrão das séries de precipitação. Entretanto, a estação W4 (Figura 12d) apresentou superestimação, onde KF+MORR apresentou um desvio padrão de aproximadamente 52 mm/dia enquanto que as observações possuíam desvio padrão de aproximadamente 40 mm/dia. Entretanto, as maiores superestimações de desvio padrão foram encontradas em W6 (Figura 12f). Nesta estação, exceto por GF+THOMP e GF+MILB, os demais experimentos superestimaram o desvio padrão, especialmente GF+MORR, GF+THOMP e GF+MILB. Em suma, o padrão persistente de subestimação de desvio padrão pelo modelo sugere que os maiores acumulados de precipitação observada estão sendo concentrados em períodos específicos, enquanto que a precipitação modelada não é capaz de capturar estes picos e distribui mais uniformemente a precipitação ao longo do período de integração. Sendo assim, a performance desfavorável dos desvios padrão pode estar ligada aos resultados desfavoráveis em termos de correlação, e vice-versa.

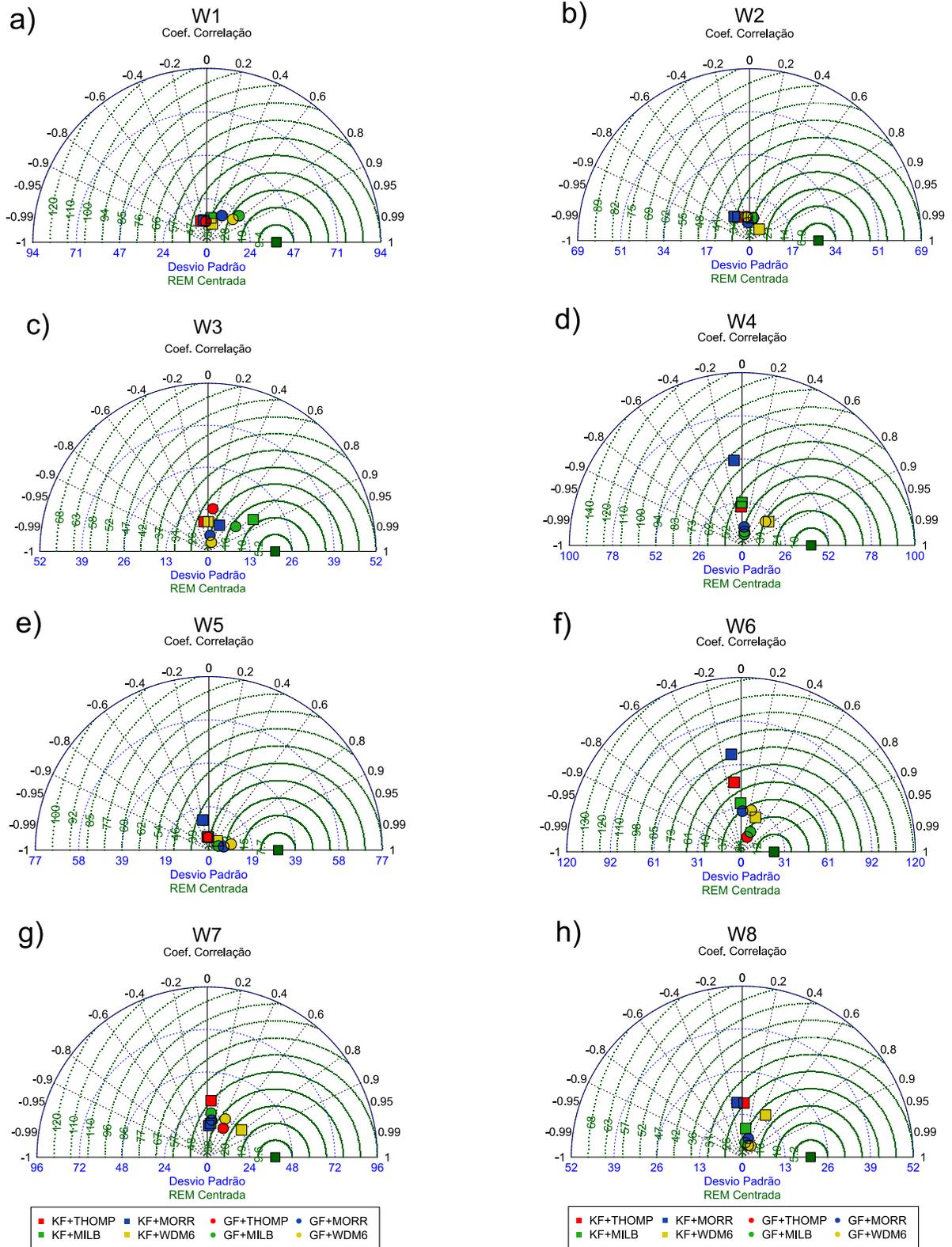


Figura 12 – Diagramas de Taylor para as estações: a) Resende (W1), (b) Valença (W2), (c) Vila Militar (W3), (d) Duque de Caxias (W4), (e) Copacabana (W5), (f) Teresópolis (W6), (g) Nova Friburgo (W6) e (h) Silva Jardim (W7). O quadrado verde escuro na base do eixo horizontal representa o valor observado (controle).

A subestimativa dos valores de precipitação modelada pode ser mais claramente notadas sobre as regiões R1 e R2. A Figura 13 compara os dados de chuva do WRF e MERGE sobre R1 e R2, onde os pixels de precipitação acumulada das 12 UTC de 10 de janeiro às 12 UTC de 20 de janeiro de 2016 foram resumidos em *boxplots*. Claramente, corroborando com os resultados da Tabela 2, todos os experimentos subestimaram a precipitação em R1 e R2 em comparação ao MERGE. Entretanto, as simulações apresentaram maiores picos de chuva (*outliers*) em seus domínios, com pixels atingindo 500 mm de precipitação acumulada no período. KF+WDM6 e GF+WDM6 apresentaram valores de precipitação mais próximos ao MERGE.

Na Figura 13, as maiores diferenças entre os experimentos estão associadas aos esquemas de MF, ao contrário da comparação entre os esquemas das famílias de CC (KF e GF). O papel da MF é mais dominante na grade interna das simulações, visto que esta foi assumida capaz de resolver explicitamente às nuvens por meio da MF, desacoplando-se da dependência da grande escala pela parametrização de CC. Zhang e Anagnostou (2019) avaliaram produtos de precipitação baseados em simulações com o WRF sobre regiões tropicais montanhosas dos Andes, e encontraram que previsões em tempo-real produzem uma grande subestimação de precipitação. A magnitude percentual de subestimação foi maior para eventos mais severos (maiores acumulados).

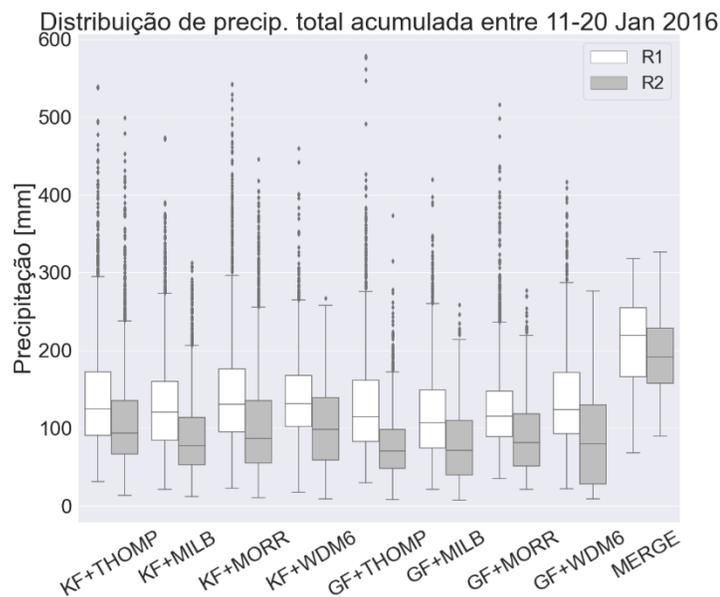


Figura 13 – *Boxplot* de precipitação acumulada das 12 UTC de 10 de janeiro às 12 UTC de 20 de janeiro de 2016 sobre R1 (em branco) e R2 (em cinza escuro).

5.3. Análise espacial

Os Diagramas de Taylor (Figura 12) e *boxplots* apresentaram ajustes satisfatórios entre simulações e observações, apesar da subestimação da precipitação. Esta subseção inclui a avaliação estatística espacial da chuva e demais variáveis, por meio de campos de correlação e erro médio.

A Figura 14 apresenta a correlação de precipitação simulada, acumulada em 6 horas, com os acumulados em 6 horas do MERGE. Os resultados variam amplamente entre os experimentos, entretanto, a família de GF apresentou correlações mais fortes em R1 e R2 (Figuras 14e-14h), especialmente com GF+THOMP (Figura 14e), GF+MILB (Figura 14f) e GF+WDM6 (Figura 14h). Tais esquemas atingiram correlações superiores à 0,8 em R1 e R2, áreas com os maiores acumulados de precipitação registrados e sob maior risco de impacto por desastres naturais, dada a urbanização e característica orográfica. Por outro lado, a família de KF (Figuras 14a-14d) apresentaram vastas regiões com correlações baixas, especialmente na porção média e alta da BRPS. Tais resultados de correlação corroboram com a análise pontual dos Diagramas de Taylor (Figura 12), onde os resultados apresentaram grande variação entre os experimentos realizados.

A Figura 15 apresenta os resultados de correlação para temperatura em 2 metros das simulações em comparação aos dados do ERA5. Para os pixels no interior da área de drenagem da BRPS, os resultados foram muito satisfatórios, com correlações acima de 80%, corroborando o evidenciado em outros estudos (WANG et al., 2020). A literatura reforça a habilidade do modelo em reproduzir a temperatura próxima à superfície, mesmo em situações de terreno complexo, como na BRPS (ZHANG; PU; ZHANG, 2013). Para tal, o modelo tende à resultados mais sensíveis nos campos de superfície no que se refere às parametrizações de CLP, em comparação com as parametrizações de CC e MF. De maneira similar, os campos de correlação de umidade específica em 1000 hPa também apresentaram pouca dispersão entre os experimentos, com a parte mais alta da Bacia apresentando correlações mais fracas. Tal resultado pode estar relacionado com erros (ruídos) no refinamento da representação do sistema de grande-escala (ZCAS), conforme elucidado nas Figuras 7-11.

Para as simulações de percentual de cobertura de nuvens média e baixas (Figuras 17 e 18, respectivamente), os resultados apresentaram correlações mais fracas, com grandes áreas abaixo de 40%. Para o percentual de cobertura de nuvens baixas (Figura 17), as maiores correlações ficaram restritas à parte mais baixa da Bacia e à porção Sudeste (vide Figura 2 com a topografia da região). Já para as as nuvens médias, as menores correlações ficaram restritas ao centro da Bacia, região de passagem e posicionamento do corredor de umidade. Huang et al. (2014) ressaltaram em

seus resultados a dificuldade do WRF em capturar a evolução temporal das nuvens. Mesmo com simulações de alta resolução, o modelo capturou a formação das nuvens no momento pré-frontal mas erros consideráveis foram encontrados durante e após a passagem da frente fria em seus experimentos. Para as nuvens altas (Figura 19), os coeficientes de correlação apresentaram resultados mais aderentes ao ERA5 que para nuvens médias e baixas, com destaque para GF+MILB (Figura 19f) e GF+MORR (Figura 19g).

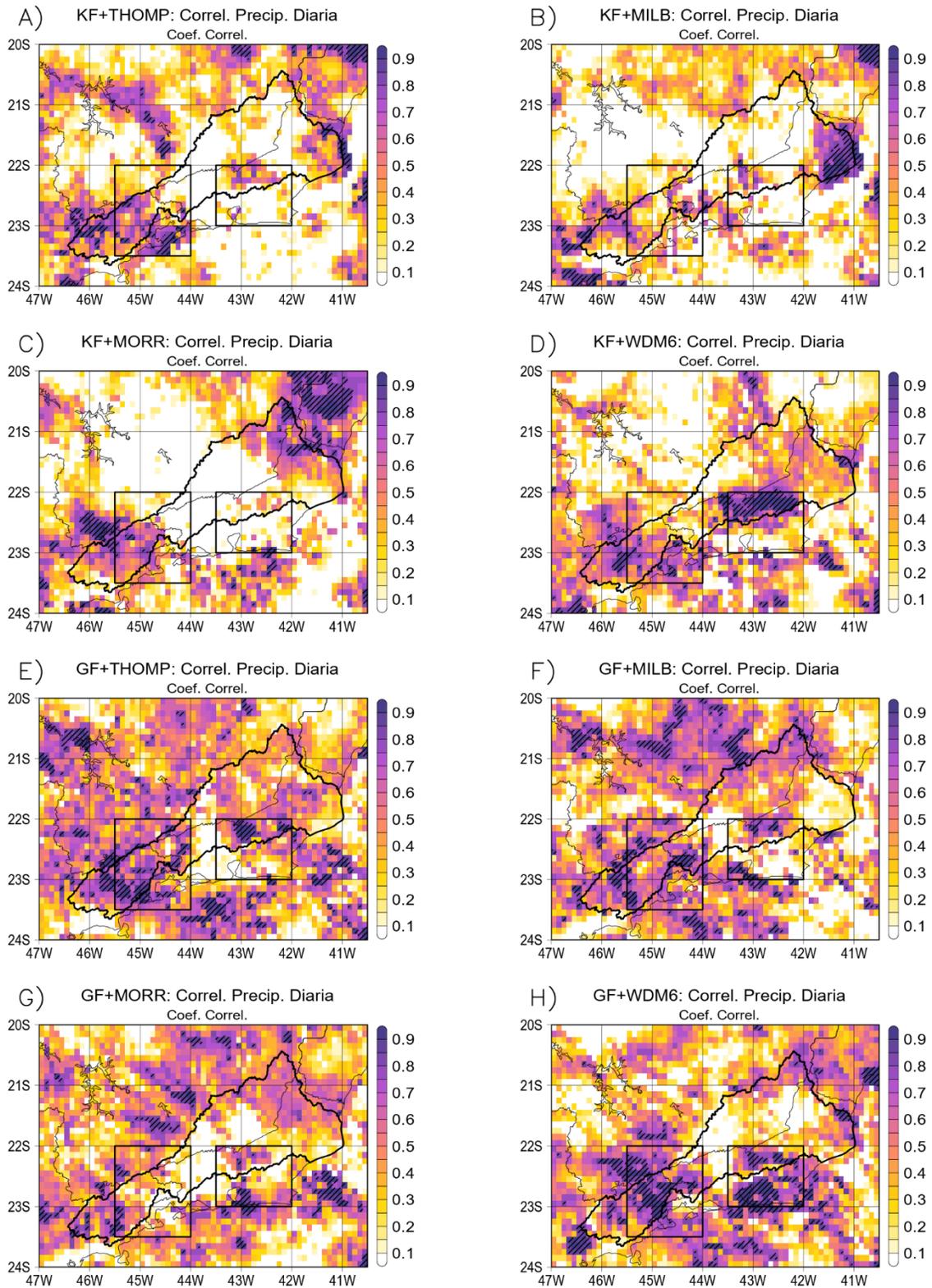


Figura 14 – Coeficientes de correlação de precipitação modelada e dados do MERGE para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.

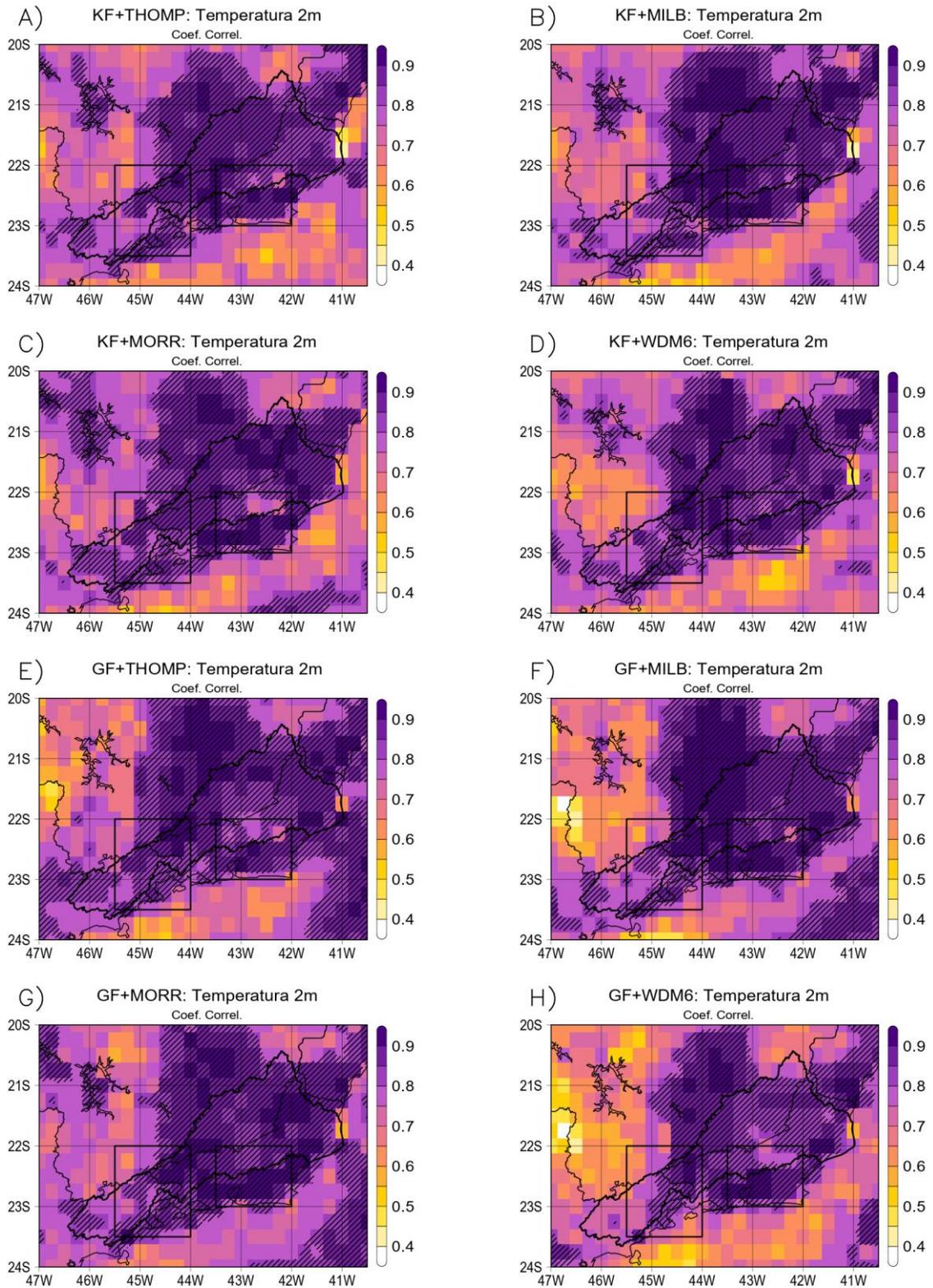


Figura 15 – Coeficientes de correlação de temperatura do ar em 2 metros modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.

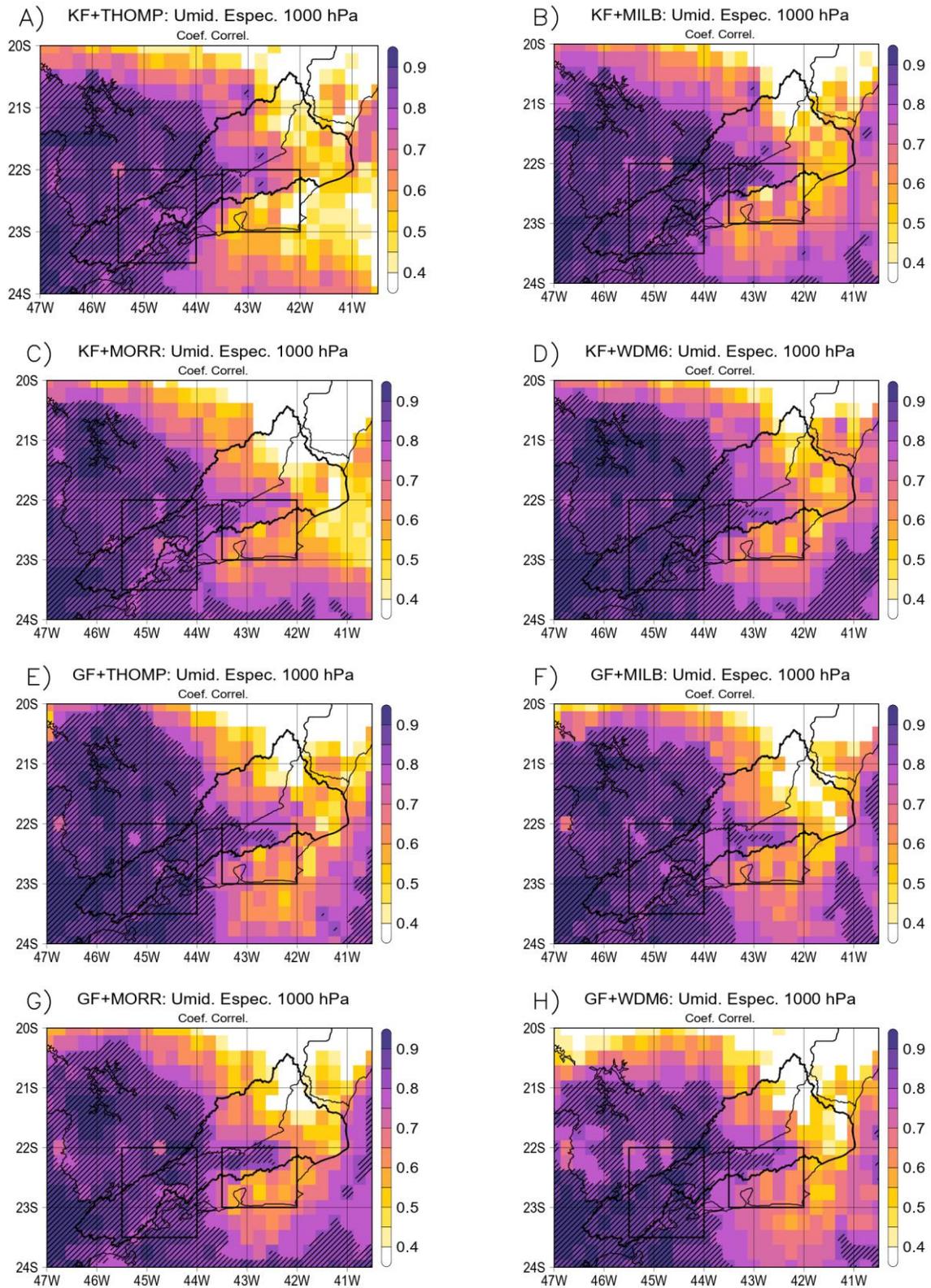


Figura 16 – Coeficientes de correlação de umidade específica em 1000 hPa modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.

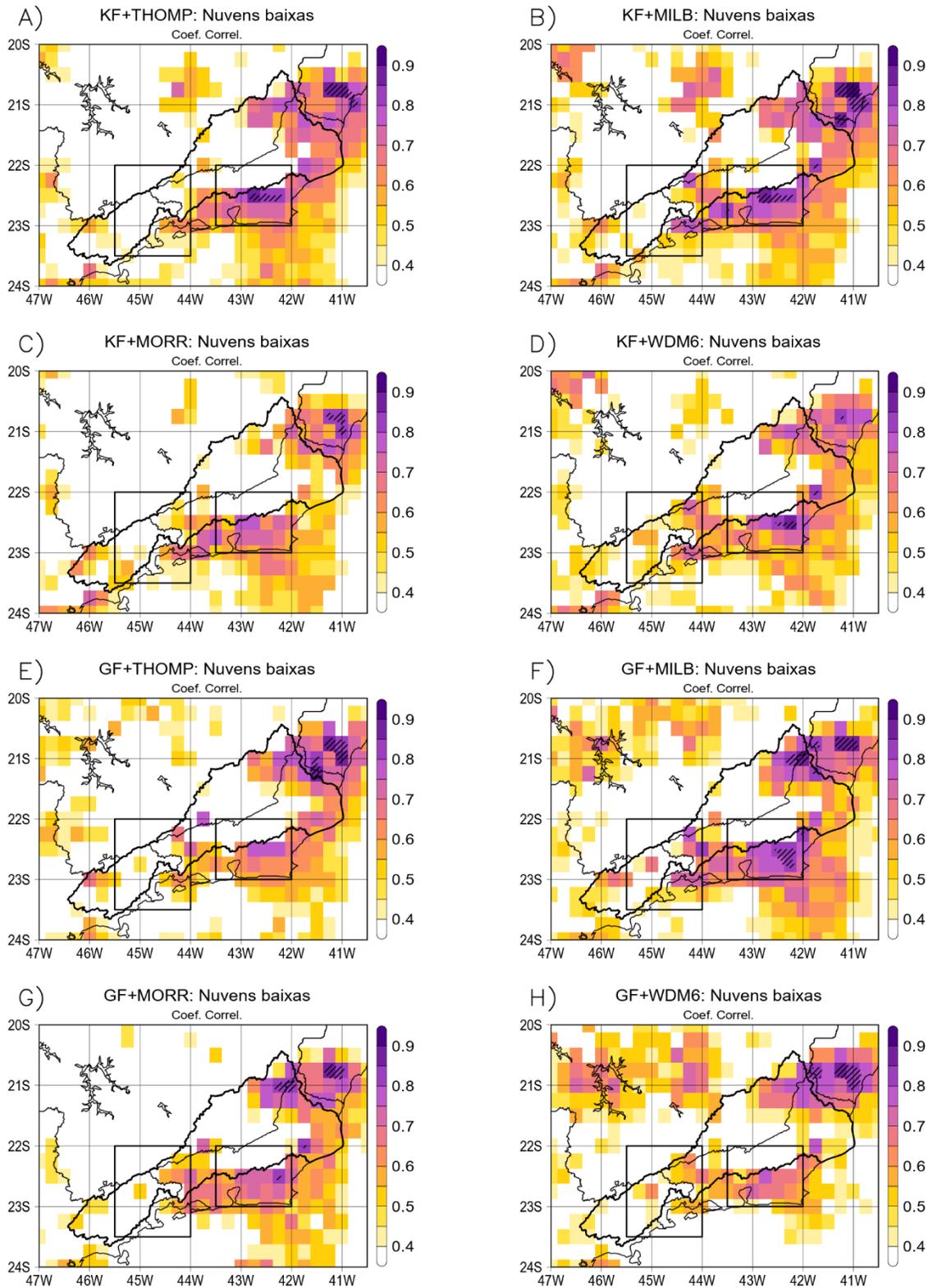


Figura 17 – Coeficientes de correlação de percentual de cobertura de nuvens baixas modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.

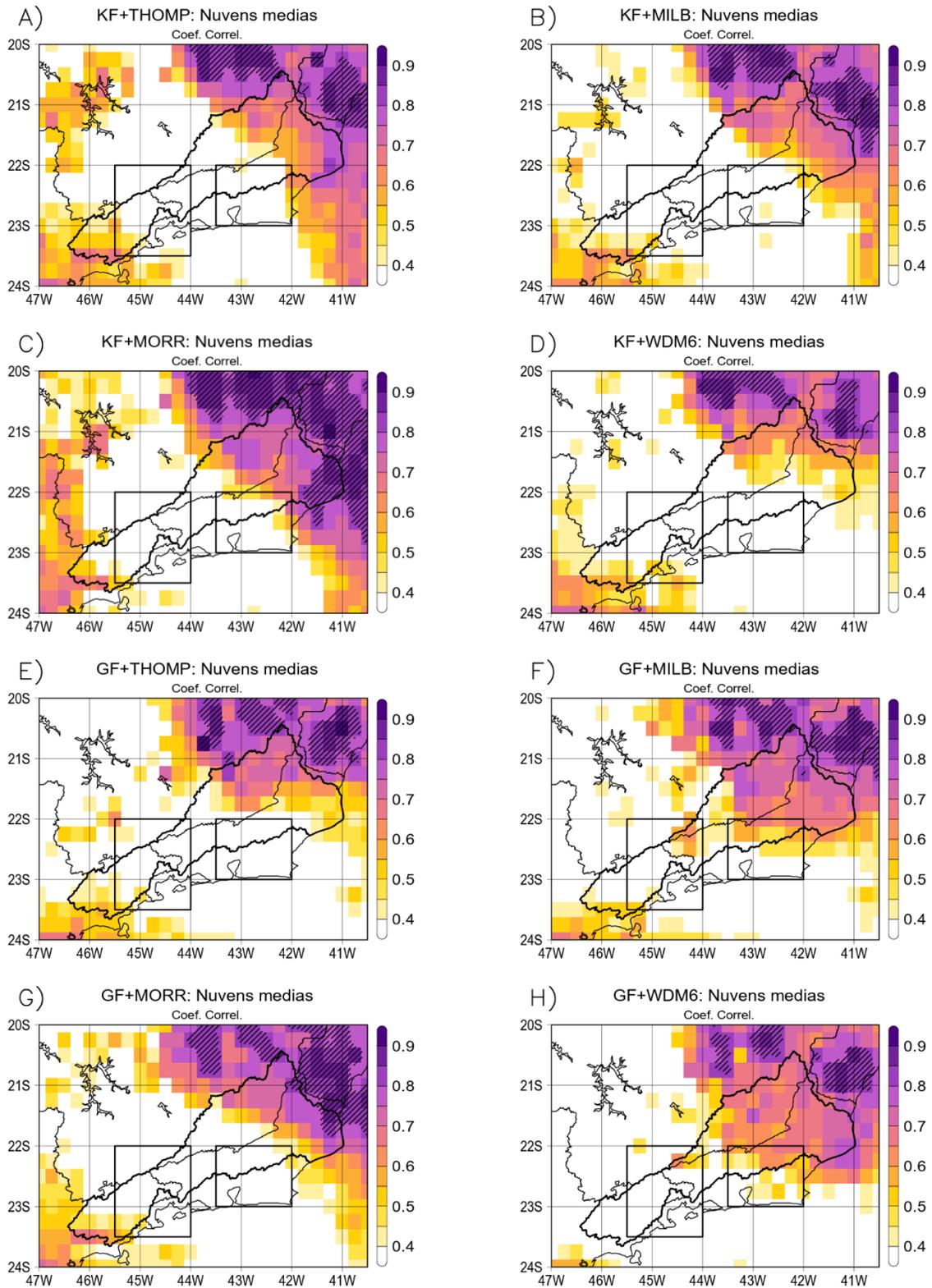


Figura 18 – Coeficientes de correlação de percentual de cobertura de nuvens médias modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.

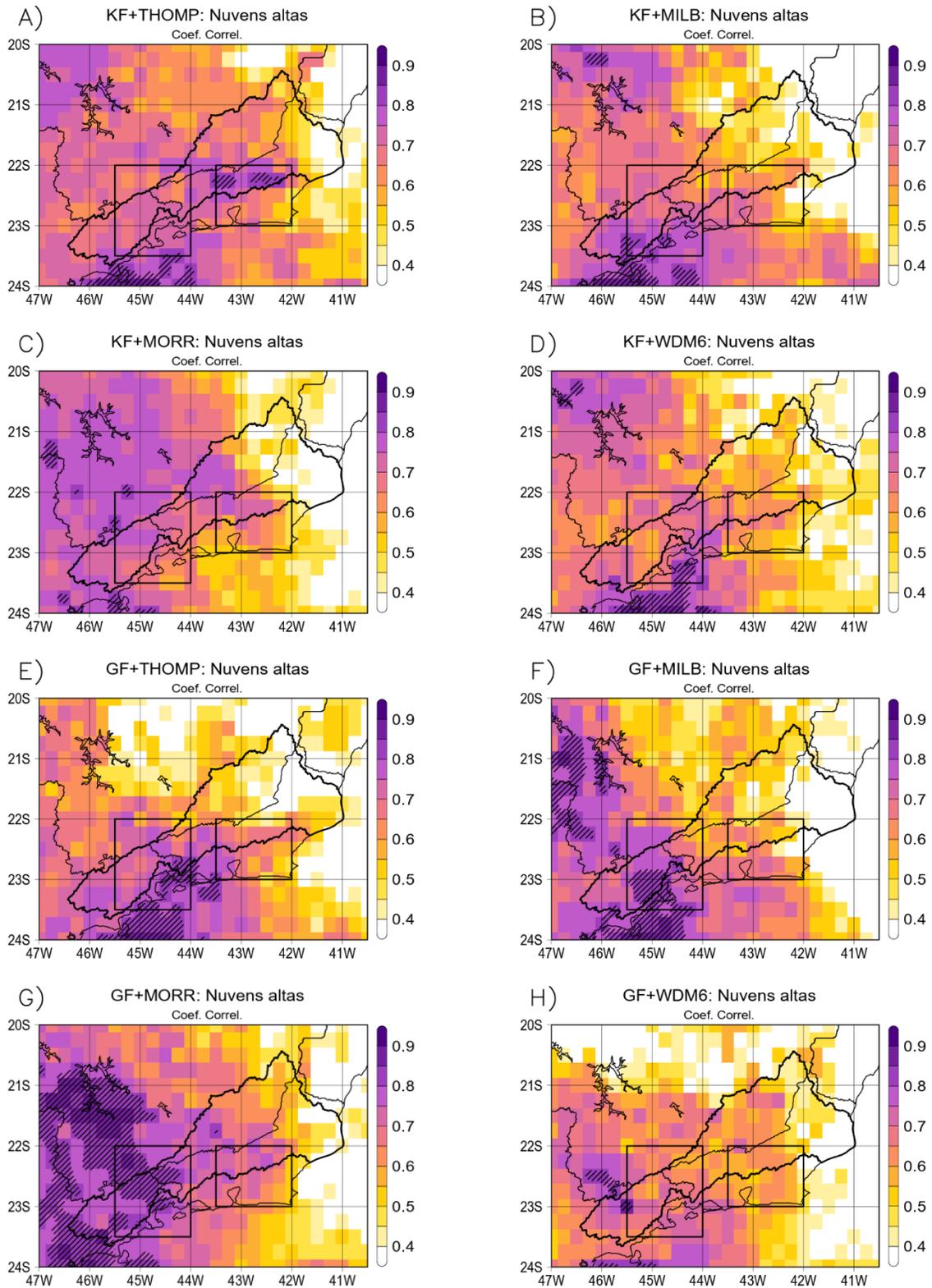


Figura 19 – Coeficientes de correlação de percentual de cobertura de nuvens altas modelada e dados do ERA5 para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Áreas hachuradas representam correlações superiores à 80%.

A Figura 20 apresenta os resultados do erro médio diário de precipitação entre o MERGE e os oito experimentos. Assim como explorado nas seções anteriores, o modelo tende a subestimar a precipitação em toda a Bacia (áreas em azul). As regiões com maiores acumulados de precipitação (vide Figura 5) apresentaram também as maiores subestimações chegando a aproximadamente 12 mm/dia na média. As parametrizações de CC e MF apresentaram resultados espacialmente similares. Contudo, o experimento KF+WDM6 (Figura 20d) apresentou os resultados mais satisfatórios. Vale destacar que o efeito da orografia pode influenciar significativamente na simulação espacial da precipitação e nos erros médios associados, como evidenciado por Jing et al. (2017). Os autores também encontraram grandes subestimações de precipitação por parte do WRF em regiões de terreno complexo, principalmente na vizinhança de montanhas. Tais erros estão contidos na dificuldade de solução da chuva induzida orograficamente, e, dessa forma, sugere-se o aprimoramento da resolução espacial das simulações para contornar o problema.

Os campos de erro médio de temperatura apresentaram diferenças desprezíveis entre as simulações (Figura 21), com tendência de superestimação da temperatura em aproximadamente 1°C nas regiões de terreno mais baixo e subestimação de mesma magnitude na porção montanhosa do domínio. Zhang, Pu e Zhang (2013) ressaltam que, em seus experimentos, as dificuldades do WRF na previsão de variáveis próximas a superfície uma vez que estas estão relacionadas à forte dependência de tais variáveis com processos de CLP, além da própria representação do terreno. Tais resultados reforçam os encontrados na Figura 21, cuja opção de parametrização de CLP é estática, não apresentando diferenças significativas entre as escolhas de MF e CC.

Os campos de erro média de razão de mistura de vapor d'água (Figura 22) também apresenta pouca dispersão entre os experimentos, com menores erros atribuídos ao experimento GF+WDM6 (Figura 22h). No geral, o modelo apresentou uma tendência de superestimação da variável em baixos níveis, com valores entre 1-2 g/kg. Tridon et al. (2019) também encontraram ligeiras superestimações de umidade em baixos níveis (abaixo do nível de derretimento ou abaixo da isoterma de 0°C), nesse caso associadas com a representação da microfísica. Os autores também ressaltam a subestimação de correntes ascendentes pelo modelo em processos altamente convectivos utilizando solução explícita das nuvens. Tal resultado corrobora com as subestimações de precipitação evidenciadas na Figura 20, sugerindo a ineficiência do modelo em converter umidade de baixos níveis em nuvens, através da forçante ascendente.

Os erros médios da fração de cobertura de nuvens baixas (Figura 23) apresentaram padrões similares aos coeficientes de correlação (Figura 17). No geral, o modelo tende à

superestimar a cobertura de nuvens baixas em aproximadamente 20%. Entretanto, para regiões de forte complexidade orográfica, como em R2, o modelo tende a apresentar sinal contrário (subestimação), em comportamento similar às correlações. Em R2 e sua vizinhança, o modelo apresentou subestimação das nuvens baixas. Já para as nuvens médias (Figura 24), pouca diferença foi encontrada entre os experimentos e, assim como as nuvens baixas, houve uma tendência de superestimação. Arbizu-Barrena et al. (2015) encontraram superestimações sistemáticas da cobertura de nuvens em seus experimentos com o WRF, sendo que simulações com resoluções espaciais mais refinadas (1,3 km), juntamente com esquemas bulk double-moment de altas ordens, contribuíram para minimizar os vieses.

As maiores diferenças entre os experimentos para a fração de cobertura de nuvens foi encontrada para as nuvens altas (Figura 25). No geral, os experimentos apresentaram tendência de subestimação da fração de nuvens altas, com destaque para a família de parametrizações de MF WDM6 (Figuras 25d e 25h), chegando a 25% de subestimação. Destacam-se as simulações com KF+MILB (Figura 25b) e GF+MILB (Figura 25f), cuja opção de MF (MILB) inclui granizo como variável prognóstica. A inclusão de granizo pode corroborar com o melhor desempenho, visto que nuvens altas estão diretamente relacionadas com a capacidade do modelo em representar os hidrometeoros no nível de congelamento (“ice-level”; PARK; CHAE; HONG, 2016).

Os resultados sumarizados de coeficiente de correlação e erro médio estão presentes nas Tabelas 3 e 4, respectivamente. Os resultados apresentados foram extraídos para o ponto de grade mais próximo da coordenada da estação meteorológica referenciada nas tabelas (W1 – W8). Ressalta-se que, diferentemente dos Diagramas de Taylor (Figura 12) cuja comparação das simulações de precipitação foi realizada frente aos dados das estações meteorológicas, na Tabela 3 e 4 a precipitação modelada foi comparada aos dados do MERGE, em acordo com as Figuras 14 e 20.

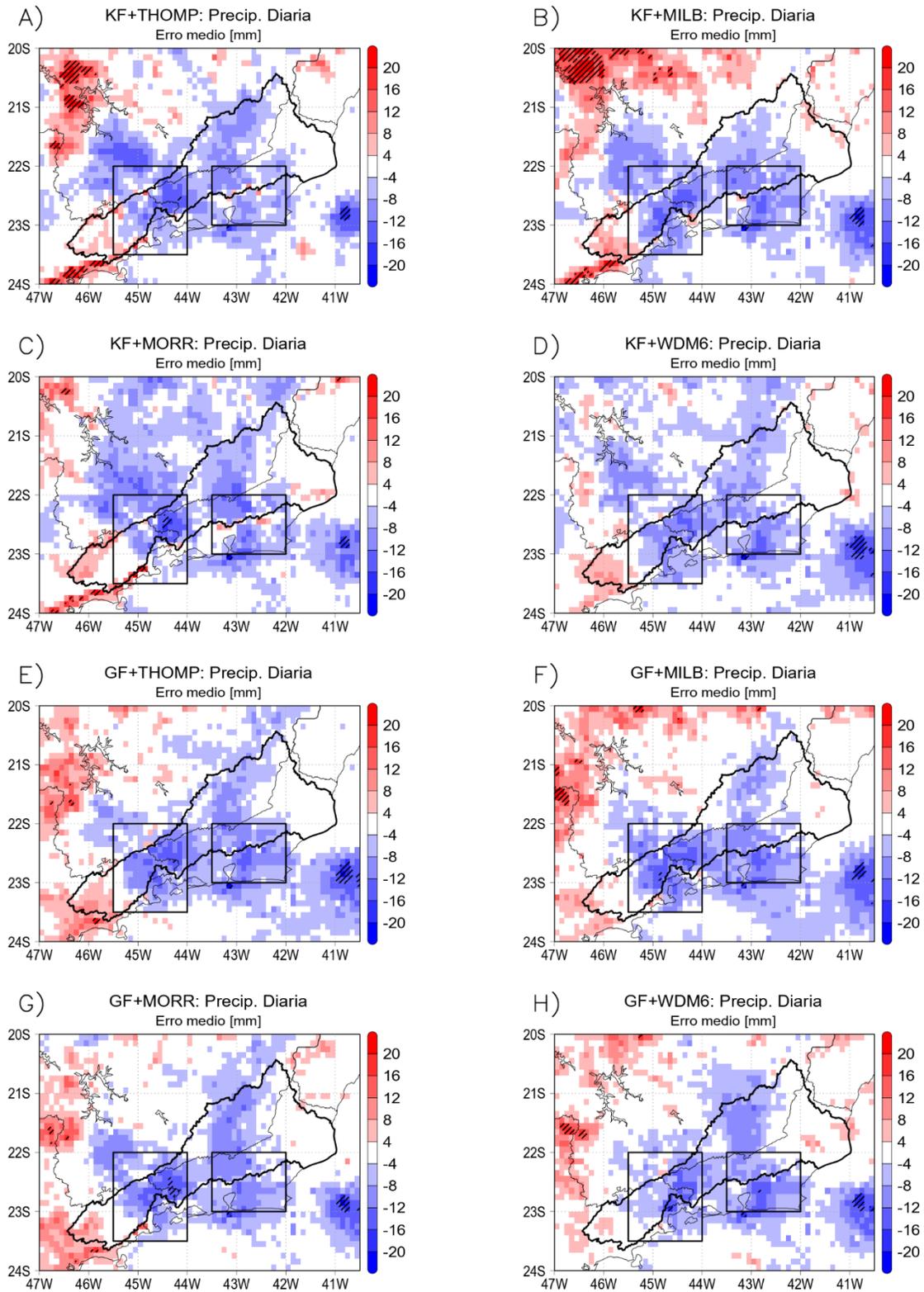


Figura 20 – Erro médio de precipitação diária do MERGE e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.

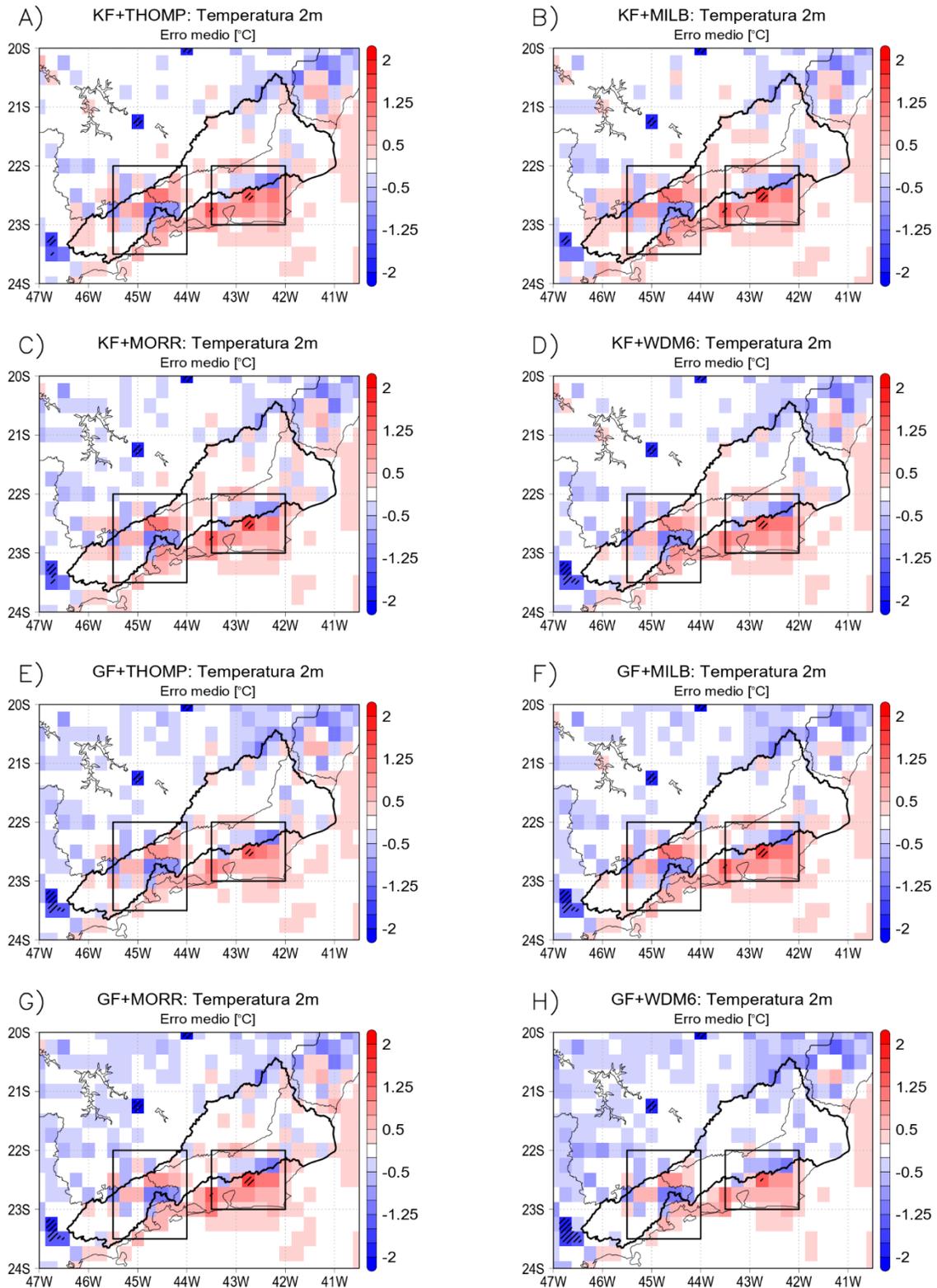


Figura 21 – Erro médio de temperatura do ar em 2 metros entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.

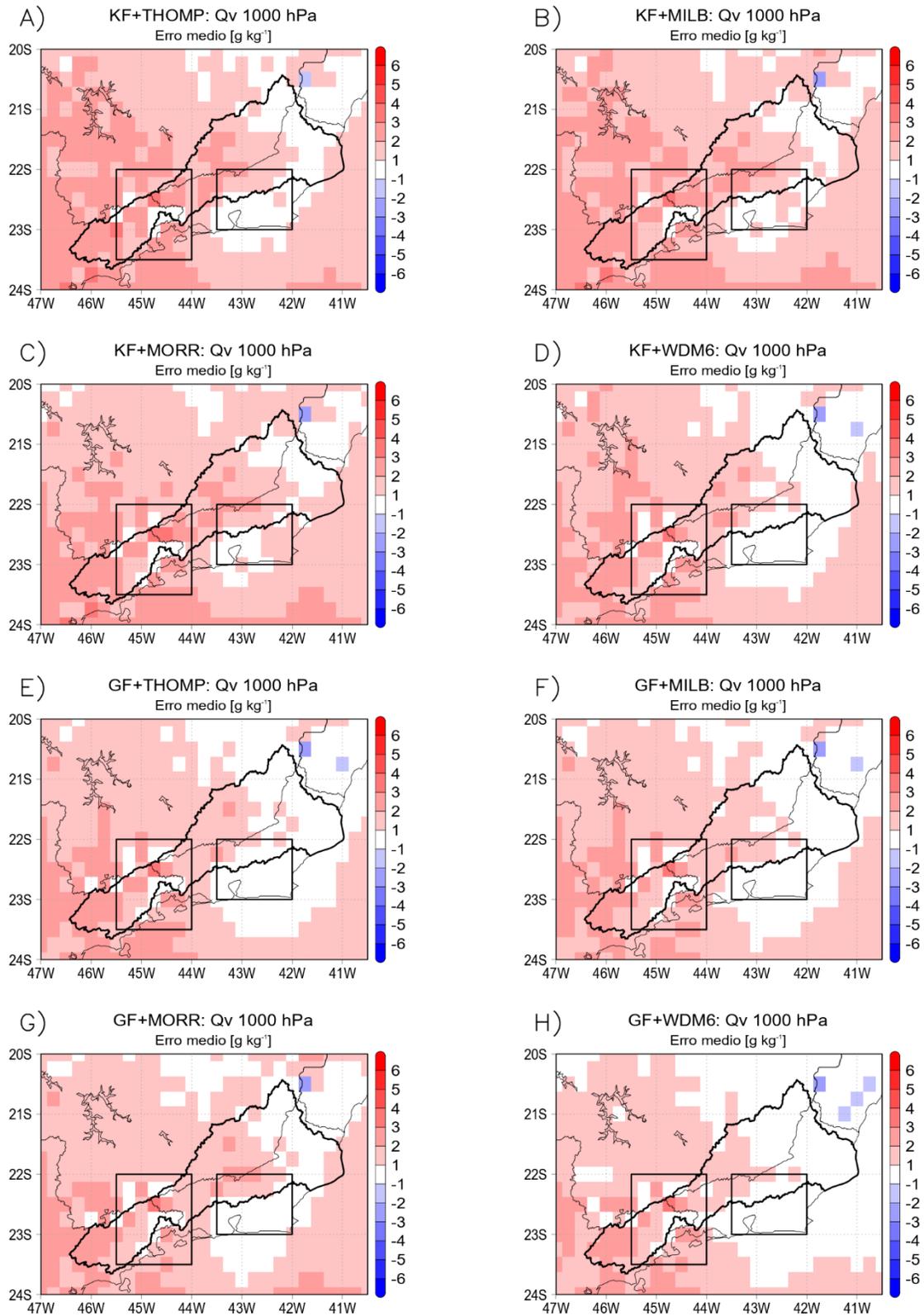


Figura 22 – Erro médio de razão de mistura de vapor d’água em 1000 hPa entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.

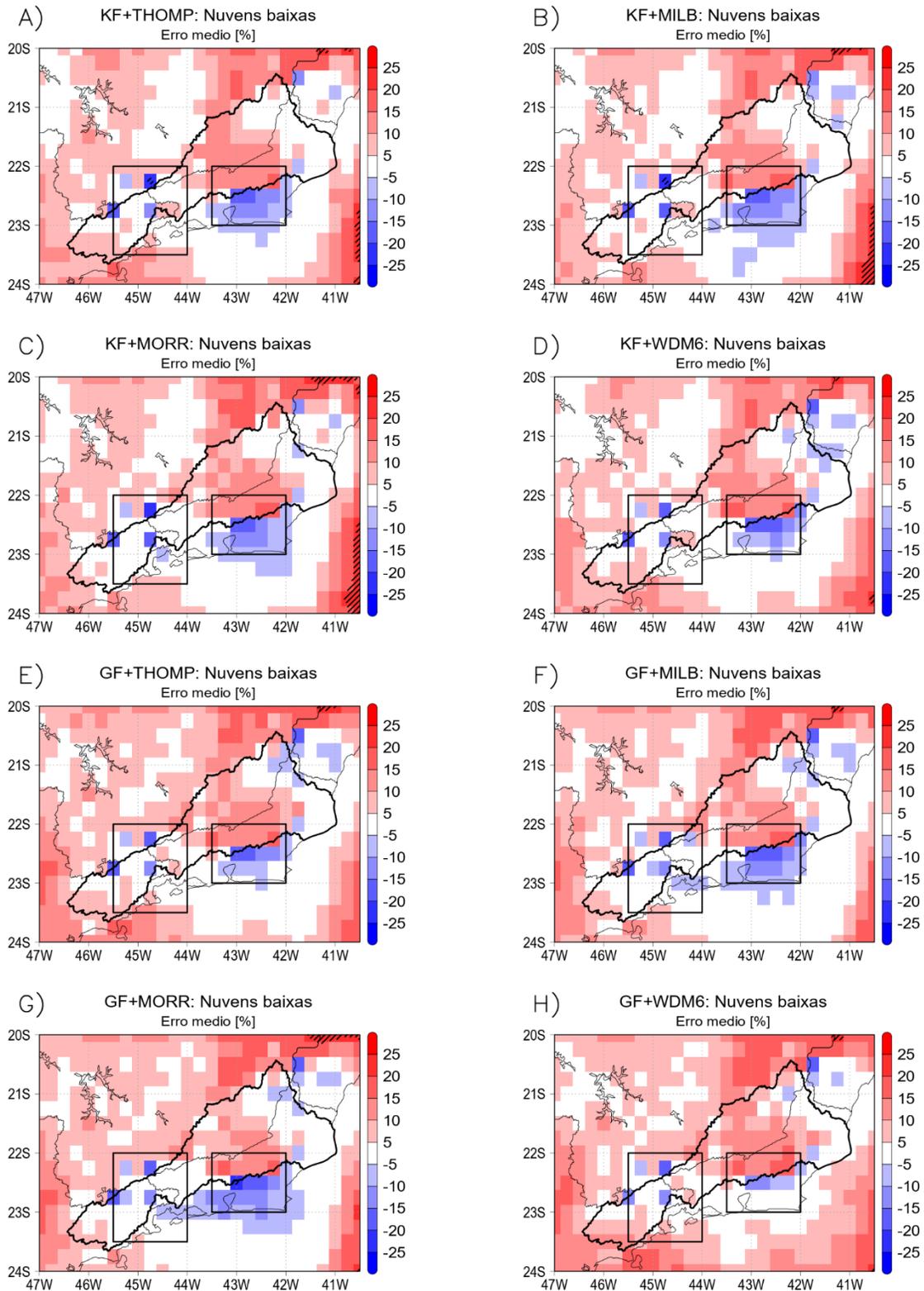


Figura 23 – Erro médio de fração de cobertura de nuvens baixas entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MLB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MLB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.

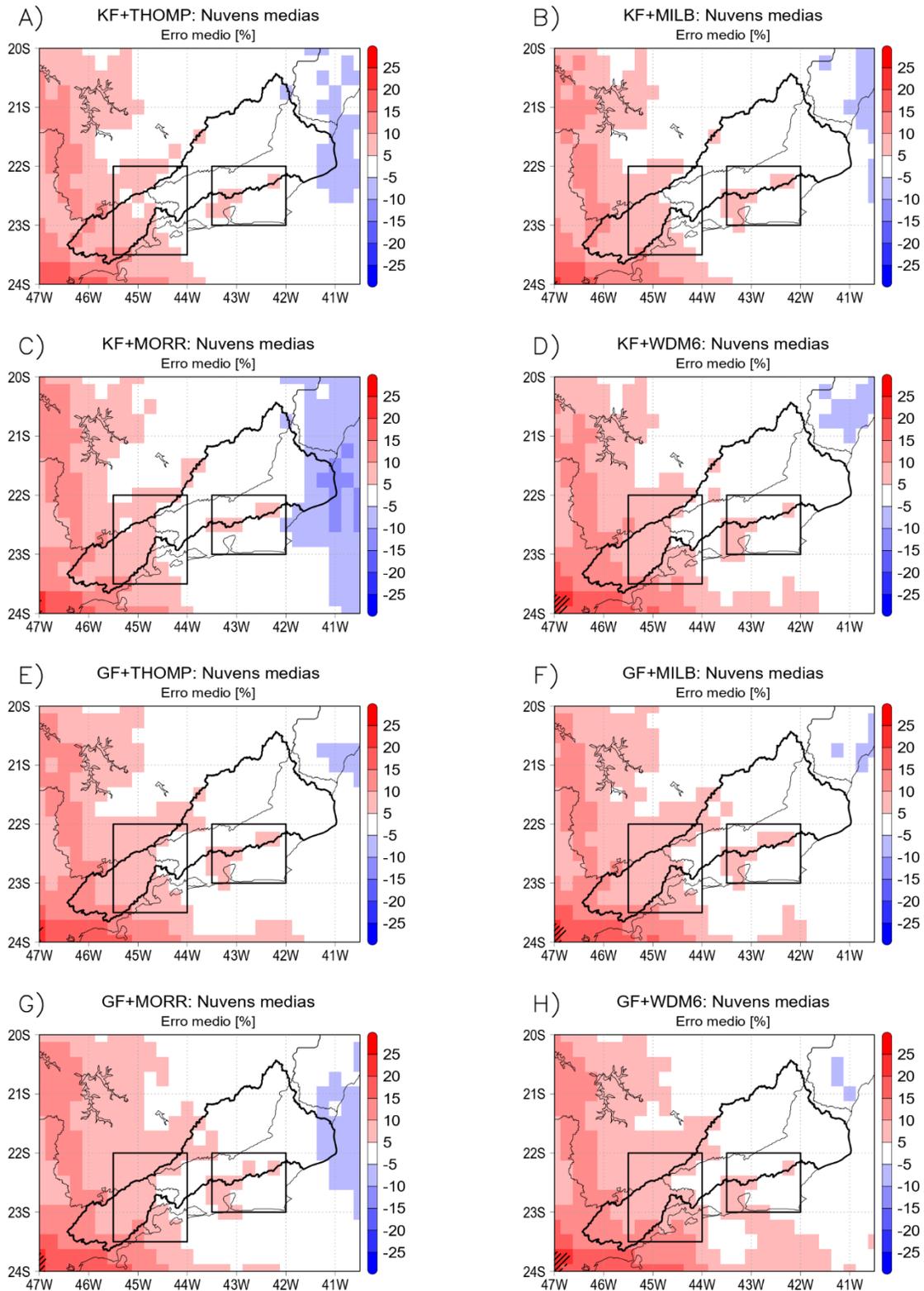


Figura 24 – Erro médio de fração de cobertura de nuvens médias entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.

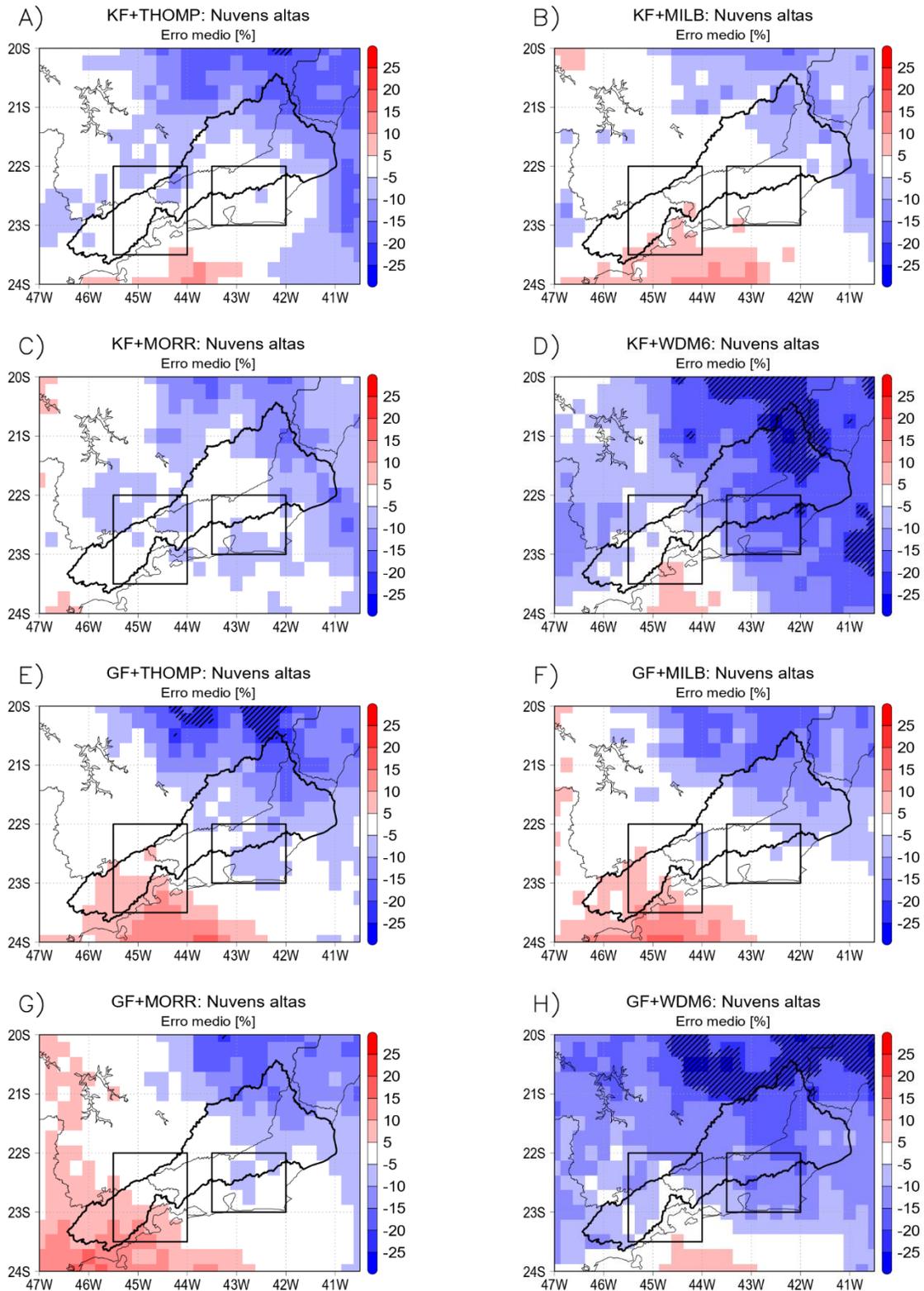


Figura 25 – Erro médio de fração de cobertura de nuvens médias entre ERA5 e simulações, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6.

Tabela 3 – Coeficiente de correlação nas coordenadas das estações meteorológicas para precipitação, temperatura em 2m, razão de mistura de vapor d'água e fração de nuvens para os oito experimentos. Tons em laranja (azul) representam correlações positivas (negativas) em relação aos dados das estações meteorológicas.

Variável	Experimento	W1	W2	W3	W4	W5	W6	W7	W8
Precipitação	KF+THOMP	-0,255	-0,354	-0,250	-0,198	0,216	-0,156	0,027	-0,063
	KF+MILB	0,145	-0,200	0,715	-0,146	-0,193	-0,124	0,049	0,109
	KF+MORR	-0,135	-0,388	-0,022	-0,180	-0,218	-0,139	-0,027	0,010
	KF+WDM6	0,211	0,373	0,116	0,586	0,006	0,378	0,510	0,205
	GF+THOMP	-0,028	-0,227	0,030	-0,034	0,006	0,070	0,261	0,294
	GF+MILB	0,748	-0,069	0,920	0,222	0,972	0,003	0,068	0,006
	GF+MORR	0,553	-0,184	0,183	0,272	0,939	-0,048	0,088	0,236
	GF+WDM6	0,741	-0,062	0,362	0,344	0,966	0,084	0,233	0,610
Temperatura em 2m	KF+THOMP	0,884	0,873	0,902	0,842	0,759	0,884	0,783	0,879
	KF+MILB	0,892	0,933	0,924	0,873	0,807	0,898	0,840	0,881
	KF+MORR	0,881	0,893	0,918	0,818	0,783	0,883	0,746	0,896
	KF+WDM6	0,891	0,920	0,900	0,843	0,755	0,881	0,799	0,865
	GF+THOMP	0,894	0,870	0,886	0,843	0,770	0,884	0,773	0,869
	GF+MILB	0,912	0,919	0,916	0,861	0,778	0,924	0,800	0,914
	GF+MORR	0,911	0,876	0,927	0,872	0,779	0,883	0,823	0,918
	GF+WDM6	0,894	0,821	0,936	0,828	0,769	0,907	0,790	0,892
Razão de mistura de vapor d'água	KF+THOMP	0,877	0,873	0,673	0,718	0,537	0,589	0,816	0,623
	KF+MILB	0,853	0,871	0,678	0,839	0,557	0,580	0,848	0,708
	KF+MORR	0,878	0,813	0,677	0,800	0,551	0,646	0,775	0,632
	KF+WDM6	0,892	0,871	0,742	0,806	0,603	0,629	0,807	0,674
	GF+THOMP	0,913	0,863	0,737	0,820	0,704	0,679	0,829	0,673
	GF+MILB	0,900	0,780	0,743	0,806	0,632	0,642	0,827	0,704
	GF+MORR	0,909	0,825	0,707	0,759	0,566	0,578	0,806	0,615
	GF+WDM6	0,937	0,861	0,768	0,807	0,704	0,718	0,826	0,737
Fração de cobertura de nuvens altas	KF+THOMP	0,659	0,733	0,721	0,764	0,633	0,750	0,810	0,627
	KF+MILB	0,670	0,603	0,697	0,712	0,682	0,682	0,630	0,592
	KF+MORR	0,730	0,737	0,582	0,596	0,533	0,737	0,749	0,637
	KF+WDM6	0,699	0,624	0,649	0,619	0,594	0,663	0,644	0,512
	GF+THOMP	0,766	0,754	0,758	0,744	0,704	0,691	0,658	0,667
	GF+MILB	0,665	0,603	0,669	0,546	0,697	0,696	0,573	0,686
	GF+MORR	0,822	0,756	0,736	0,760	0,689	0,687	0,727	0,638
	GF+WDM6	0,614	0,638	0,611	0,599	0,622	0,513	0,627	0,631
Fração de cobertura de nuvens médias	KF+THOMP	0,139	-0,012	0,081	-0,086	0,095	0,056	0,073	0,333
	KF+MILB	0,250	0,097	0,089	-0,073	0,292	-0,001	0,082	0,254
	KF+MORR	0,148	0,097	-0,017	-0,109	0,004	-0,032	0,267	0,194
	KF+WDM6	0,175	0,022	0,002	-0,120	0,138	-0,095	0,031	0,145
	GF+THOMP	0,297	0,083	-0,020	-0,146	0,192	0,019	-0,017	0,189
	GF+MILB	0,403	0,444	0,159	0,093	0,213	0,342	0,453	0,337
	GF+MORR	0,147	-0,027	0,021	-0,143	0,164	-0,047	0,050	0,174
	GF+WDM6	0,250	0,356	0,137	0,035	0,267	0,239	0,644	0,516
Fração de cobertura de nuvens baixas	KF+THOMP	0,212	0,375	0,671	0,673	0,625	0,756	-0,290	0,727
	KF+MILB	0,472	0,511	0,808	0,534	0,608	0,790	-0,367	0,731
	KF+MORR	0,426	0,412	0,770	0,547	0,581	0,773	-0,419	0,709
	KF+WDM6	0,494	0,499	0,607	0,474	0,475	0,708	-0,327	0,652
	GF+THOMP	0,299	0,368	0,604	0,358	0,365	0,641	-0,423	0,645
	GF+MILB	0,421	0,483	0,749	0,511	0,647	0,755	-0,293	0,792
	GF+MORR	0,593	0,522	0,676	0,556	0,557	0,721	-0,181	0,699
	GF+WDM6	0,501	0,460	0,572	0,480	0,428	0,604	-0,225	0,654

Tabela 4 – Erro médio nas coordenadas das estações meteorológicas para precipitação [$mm \cdot dia^{-1}$], temperatura em 2m [$C \cdot dia^{-1}$], razão de mistura de vapor d'água [$g \cdot kg^{-1} \cdot dia^{-1}$] e fração de nuvens [% $\cdot dia^{-1}$] para os oito experimentos. Tons em laranja (azul) representam erros médios positivos (negativos) em relação aos dados das estações meteorológicas.

Variável	Experimento	W1	W2	W3	W4	W5	W6	W7	W8
Precipitação	KF+THOMP	-13,3	-6,6	-8,0	2,2	-5,3	-0,8	2,5	-6,1
	KF+MILB	-13,0	-7,9	-5,0	5,1	-6,4	-5,8	-3,0	-8,2
	KF+MORR	-15,9	-4,6	-6,9	7,9	-5,7	4,5	-6,5	-6,5
	KF+WDM6	-13,9	-7,6	-6,3	1,3	-6,3	-5,9	-6,6	-4,7
	GF+THOMP	-14,6	-5,7	-5,7	-5,9	-6,6	-12,6	-6,3	-10,1
	GF+MILB	-11,9	-6,3	-8,7	-7,7	-4,8	-9,6	-6,2	-9,4
	GF+MORR	-12,7	-5,7	-8,8	-1,3	-6,0	-6,2	-7,9	-9,6
	GF+WDM6	-12,8	-6,3	-8,9	-0,2	-5,5	-9,8	-6,2	-10,7
Temperatura em 2m	KF+THOMP	1,1	0,2	1,3	-0,5	0,4	0,6	-0,4	0,6
	KF+MILB	1,2	0,3	1,3	-0,5	0,4	0,6	-0,3	0,6
	KF+MORR	1,1	0,3	1,3	-0,6	0,3	0,5	-0,4	0,5
	KF+WDM6	1,0	0,3	1,1	-0,5	0,3	0,6	-0,4	0,7
	GF+THOMP	1,0	0,2	1,1	-0,6	0,2	0,4	-0,5	0,6
	GF+MILB	1,0	0,2	1,3	-0,5	0,3	0,5	-0,4	0,7
	GF+MORR	1,0	0,2	1,3	-0,5	0,4	0,6	-0,4	0,7
	GF+WDM6	0,9	0,0	1,1	-0,7	0,2	0,3	-0,5	0,5
Razão de mistura de vapor d'água	KF+THOMP	2,9	2,3	0,4	0,2	0,7	-0,2	1,1	0,9
	KF+MILB	2,9	2,3	0,4	0,3	0,8	-0,3	1,2	1,2
	KF+MORR	3,0	2,4	0,4	0,1	0,8	-0,2	1,2	1,1
	KF+WDM6	2,7	2,0	0,2	0,0	0,3	-0,4	1,0	0,2
	GF+THOMP	3,0	1,8	0,2	-0,1	0,7	-0,1	0,9	0,6
	GF+MILB	2,7	1,9	0,2	-0,1	0,5	-0,3	1,0	0,6
	GF+MORR	2,8	2,0	0,1	-0,1	0,2	-0,6	1,2	0,5
	GF+WDM6	2,6	1,5	0,0	-0,3	0,6	-0,2	0,7	0,7
Fração de cobertura de nuvens altas	KF+THOMP	-6,7	-4,9	0,3	1,1	-3,4	-4,0	0,8	-2,6
	KF+MILB	1,2	3,0	2,2	1,8	5,0	-3,0	1,2	-1,2
	KF+MORR	-6,9	-2,6	-4,2	-2,3	-5,5	-6,0	-1,4	-5,0
	KF+WDM6	-4,8	-14,9	-10,8	-14,1	-13,0	-17,2	-14,3	-14,3
	GF+THOMP	-1,3	-3,2	0,2	-3,8	-2,0	-6,4	-5,6	-8,1
	GF+MILB	0,7	-4,7	0,7	-2,9	-1,7	0,4	-3,2	-4,7
	GF+MORR	-0,9	-2,4	-4,7	-4,4	-3,0	-7,7	-6,7	-3,8
	GF+WDM6	-3,7	-10,0	-9,2	-11,4	-8,7	-15,1	-13,9	-12,0
Fração de cobertura de nuvens médias	KF+THOMP	0,9	-0,3	5,5	8,8	4,8	8,3	4,2	1,7
	KF+MILB	0,7	0,2	6,0	9,3	5,3	8,8	4,7	3,4
	KF+MORR	1,7	1,5	4,9	9,1	4,9	8,4	5,0	2,4
	KF+WDM6	3,7	1,9	6,4	9,5	6,4	8,1	4,2	3,1
	GF+THOMP	2,4	1,6	5,5	9,4	6,4	6,4	4,8	2,4
	GF+MILB	3,0	2,1	6,7	9,0	7,1	7,2	5,6	2,2
	GF+MORR	3,6	1,9	6,1	8,9	6,0	7,6	6,1	2,0
	GF+WDM6	3,9	4,1	6,8	9,0	6,6	7,7	4,1	3,5
Fração de cobertura de nuvens baixas	KF+THOMP	0,5	7,7	-6,3	2,1	-8,8	-18,5	13,8	-11,8
	KF+MILB	1,6	7,9	-9,2	1,3	-8,8	-19,2	13,4	-12,1
	KF+MORR	2,1	6,6	-8,5	0,1	-6,9	-17,6	13,1	-11,1
	KF+WDM6	4,3	7,6	-4,5	1,4	-4,9	-18,7	13,7	-10,5
	GF+THOMP	7,7	5,6	-2,5	1,4	-2,3	-16,0	13,8	-8,3
	GF+MILB	4,4	4,7	-7,3	0,2	-7,2	-19,4	14,5	-11,4
	GF+MORR	3,1	4,1	-11,7	-1,5	-10,2	-20,7	12,6	-12,0
	GF+WDM6	5,3	5,6	-0,9	2,2	0,3	-13,0	14,1	-1,7

5.4. Estrutura vertical

A Figura 26 apresenta os time-heights de refletividade máxima de radar do Radar do Pico do Couto em R1 (Figura 26a) e R2 (Figura 26b). O eixo temporal (horizontal) foi plotado com intervalos de 1 hora. Em R1 (Figura 26a), os picos de refletividade são notados durante a evolução temporal do evento, com refletividades acima de 55 dBZ (tons quentes). Em R2 (Figura 26b), a refletividade máxima atingiu aproximadamente 50 dBZ. Tais resultados corroboram com os discutidos na Figura 13, em que R1 apresentou acumulados de precipitação superiores à R2, indicando pela refletividade da Figura 13 o papel da convecção profunda na formação de precipitação para o evento, especialmente em R1.

Alta refletividade pode ser notada em R1 (Figura 26a) em níveis baixos (abaixo da isoterma de 0°C ou aproximadamente abaixo de 5 km de altitude) e sugere a presença de gotas de chuva grandes abaixo da camada de derretimento (MATTOS et al., 2016; 2017). Os altos acumulados de precipitação registrados em R1 podem estar relacionados a presença gotas de chuva grandes, bem como com o derretimento de graupel de diâmetro maior na camada mista (aproximadamente entre 5-10 km ou entre as isotermas de 0°C e -45°C). Refletividade em altitudes mais altas foram observadas somente nos primeiros dois dias (15-16 de janeiro) em R1 (Figura 26a), com registros superiores à 40 dBZ acima de 10 km (camada de gelo), indicando forte presença de partícula de gelo no período. A precipitação nestes primeiros dois dias representaram os maiores registros diários durante o período do evento (veja Figura 4). Em geral, pela análise da refletividade em R1, o evento de precipitação não apresentou forte presença de gelo e graupel em altas altitudes, mas uma assinatura forte abaixo da isoterma de 0°C, a qual levou aos acumulados de precipitação registrados nas estações. Por outro lado, sobre R2 (Figura 26b), a refletividade ficou ainda mais restrita à níveis baixos, chegando à acima 30 dBZ acima de 10 km somente no primeiro dia. Entretanto, diferentemente de R1 (Figura 26a), a refletividade se retraiu rapidamente e ficou mantida à abaixo de 30 dBZ nos dias 17 e 18 de janeiro de 2016.

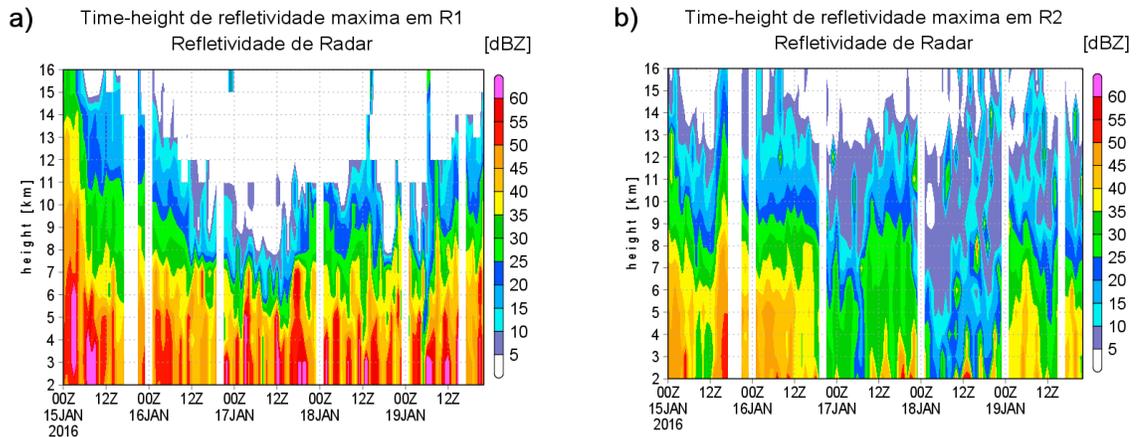


Figura 26 – *Time-height* de refletividade máxima de radar do Radar de Pico do Couto em R1 (a) e R2 (b), das 00 UTC de 15 de janeiro às 00 UTC de 20 de janeiro de 2016, com 1h de espaçamento temporal. Espaços em branco representam ausência de dados do radar para o período.

A refletividade modelada para R1 é apresentada na Figura 27, junto com as linhas correspondentes das isotermas de 0°C, -15°C e -40°C. Em comparação com a Figura 26, o WRF também produziu picos de refletividade atingindo até 55 dBZ, entretando o modelo não foi capaz de sustentar tais picos após as 00 UTC de 17 de janeiro, reduzindo abruptamente a intensidade e profundidade dos perfis verticais. GF+MILB (Figura 27f) e GF+WDM6 (Figura 27h) foram as configurações com mais similaridades às observações (Figura 26a), devido aos aglomerados de alta refletividade (alcançando até 60 dBZ) e melhor evolução da refletividade no tempo. Entretanto, ao relacionar tais evidências com os acumulados de precipitação em R1 (Figura 13), nenhuma ligação direta pode ser inferida. Na Figura 13 as diferenças de precipitação total entre os membros de KF e GF foram desprezíveis nessas circunstâncias. Por outro lado, o melhor desempenho da família de WDM6 foi sugerido em seções anteriores, principalmente no que se refere aos Diagramas de Taylor (Figura 12).

Os resultados para R2 (Figura 28) mostram picos mais intensos de refletividade do WRF em comparação com o radar (Figura 26b). O WRF produziu maiores valores de intensidade durante os primeiros dois dias de integração, especialmente em 16 de janeiro de 2016, dia onde os maiores acumulados de precipitação foram registrados pelas estações. GF+THOMP (Figura 28e) e GF+MILB (Figura 28h) produziram os resultados mais coerentes às observações (Figura 26b), especialmente considerando uma evolução mais constante da refletividade no tempo. Entretanto, o intenso pico de refletividade entre 12 UTC de 15 de janeiro e 12 UTC de 16 de janeiro é compreendido como uma discrepância nas simulações.

Tais resultados corroboram com Tao et al. (2016) no qual os autores identificaram subestimações de refletividade em simulações com o WRF, especialmente em parametrizações que não consideram granizo como variável prognóstica, crucial para a formação de precipitação severa e *clusters* de refletividade. Em adição, Min et al. (2015) avaliou ambas parametrizações *WRF single-moment 6-class* (WSM6) e WDM6 durante experimentos para monção de verão na Península Koreana em 2011. Seus resultados sugerem uma acurácia maior para WDM6 por assumir modelagem *double-moment* para concentração de gotículas de nuvem, água de chuva e núcleos de concentração. Tal sofisticação para WDM6 permite que o processo de sedimentação de gotículas seja representado. Por fim, sendo o esquema de MF de MILB uma parametrização de sétima-classe (pela inclusão de granizo), isto pode ter contribuído para uma previsão mais acurada dos hidrometeoros após 00 UTC de 17 de janeiro e, conseqüentemente, para a manutenção da atividade convectiva. Samanta et al. (2023) utilizaram o WRF para avaliar o ciclo de vida da atividade convectiva intensa no período de monções de Península Indiana. Os autores ressaltaram que a MF de WDM6 produziu a convecção mais intensa dentre as opções de MF utilizadas nas sensibilidades. Tais resultados são coerentes com as Figuras 27a, 28d e 28h, onde o WDM6 apresentou mais altos *clusters* de refletividade dentre os experimentos, especialmente entre 12 UTC de 15 de janeiro e 12 UTC de 16 de janeiro de 2016.

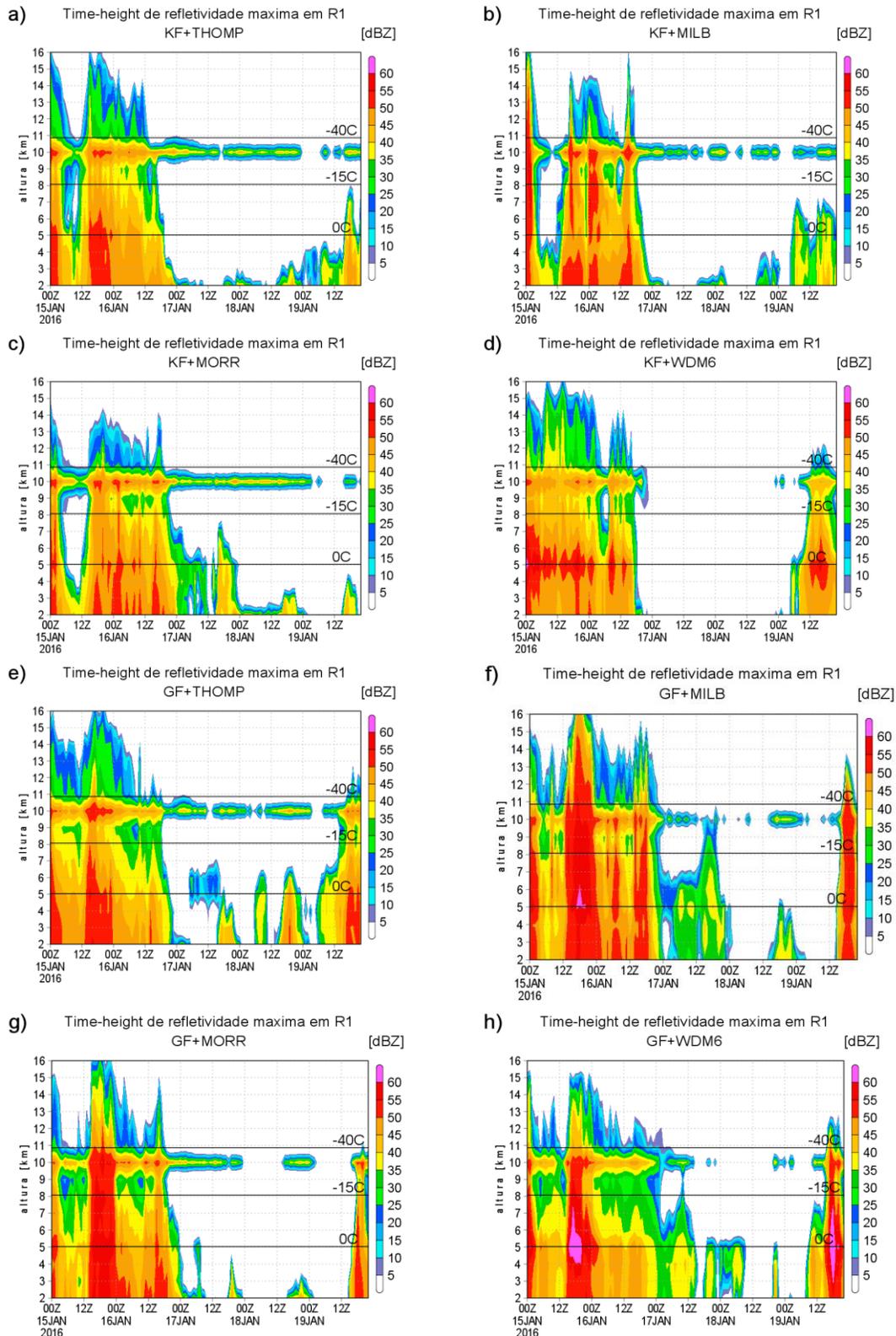


Figura 27 – Time-height de refletividade máxima do WRF em R1, das 00 UTC de 15 de janeiro às 00 UTC de 20 de janeiro de 2016, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Linhas sólidas representam as isotermas de 0°C, -15°C e -40°C.

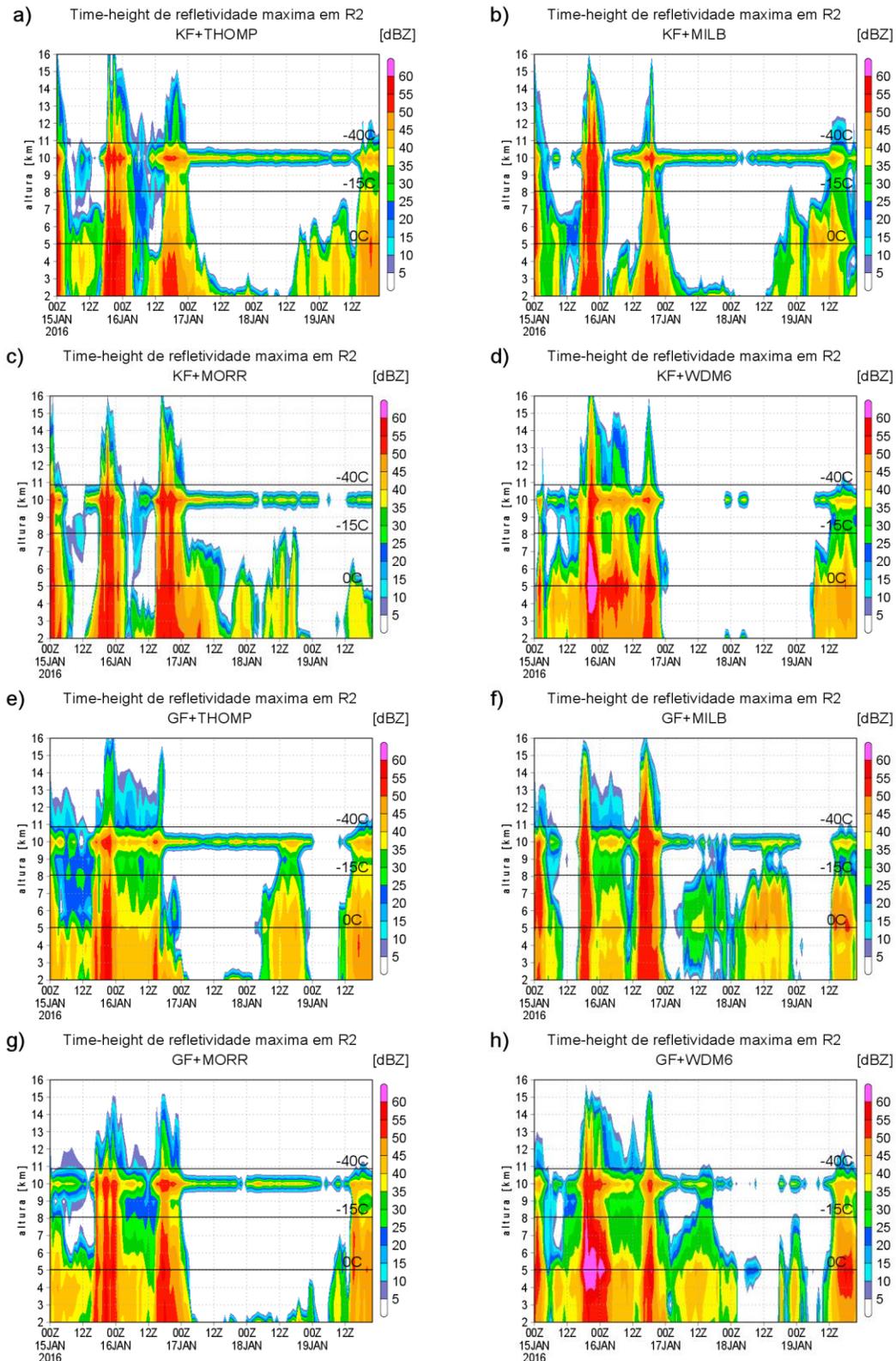


Figura 28 – Time-height de refletividade máxima do WRF em R2, das 00 UTC de 15 de janeiro às 00 UTC de 20 de janeiro de 2016, para os experimentos (a) KF+THOMP, (b) KF+MILB, (c) KF+MORR, (d) KF+WDM6, (e) GF+THOMP, (f) GF+MILB, (g) GF+MORR e (h) GF+WDM6. Linhas sólidas representam as isotermas de 0°C, -15°C e -40°C.

As análises anteriores apresentaram resultados estatísticos satisfatórios pela comparação da precipitação modelada com observações. Entretanto, observa-se uma tendência de subestimação da precipitação modelada acumulada. Previsões operacionais de precipitação severa em áreas altamente urbanizadas demandam celeridade na tomada de decisão (LEROYER et al., 2022). Devido à complexidade dos ambientes urbanos inseridos em terrenos complexos, erros nos campos de precipitação tornam-se não-desprezíveis (FREITAG; NAIR; NIYOGI, 2018). Sendo assim, a previsão de ambientes convectivamente ativos é sugerida em conjunto com os campos de precipitação modelados, fornecendo assim um arcabouço adicional em relação à iminência de precipitação severa (KAIN et al., 2006).

A Figura 29a apresenta séries temporais de refletividade CAPPI máxima em 5 km de altitude sobre R1, das 00 UTC 15 janeiro às 23 UTC de 17 de janeiro de 2016, período de maior registro de precipitação. No geral, os experimentos capturaram a evolução da refletividade observada pelo radar. Porém, os resultados apresentaram variação expressivas dentre as simulações. Durante as primeiras 12 horas de integração, o WRF superestimou a refletividade, com um viés de até 50%. Entretanto, a refletividade no período entre 00 UTC e 12 UTC de 16 de janeiro foi bem representado, correspondendo ao período de maior acumulado de precipitação. Para aplicações operacionais de emissão de alertas para áreas urbanas, a representação da atividade convectiva é fundamental, apesar dos erros inerentes no campos de precipitação (OLIVEIRA et al., 2022). Em R2 (Figura 29b) os resultados foram análogos; entretanto, as simulações não foram capazes de capturar a atividade convectiva nas primeiras 6 horas, enquanto o radar registrou valores de aproximadamente 45 dBZ. A intensificação da atividade convectiva modelada iniciou-se somente após as 07 UTC de 15 de janeiro, com picos para o experimentos GF+WDM6. No geral, a utilização da precipitação modelada em conjunto com refletividade é capaz de compor um arcabouço coeso para a previsão e mitigação de desastres naturais desta natureza.

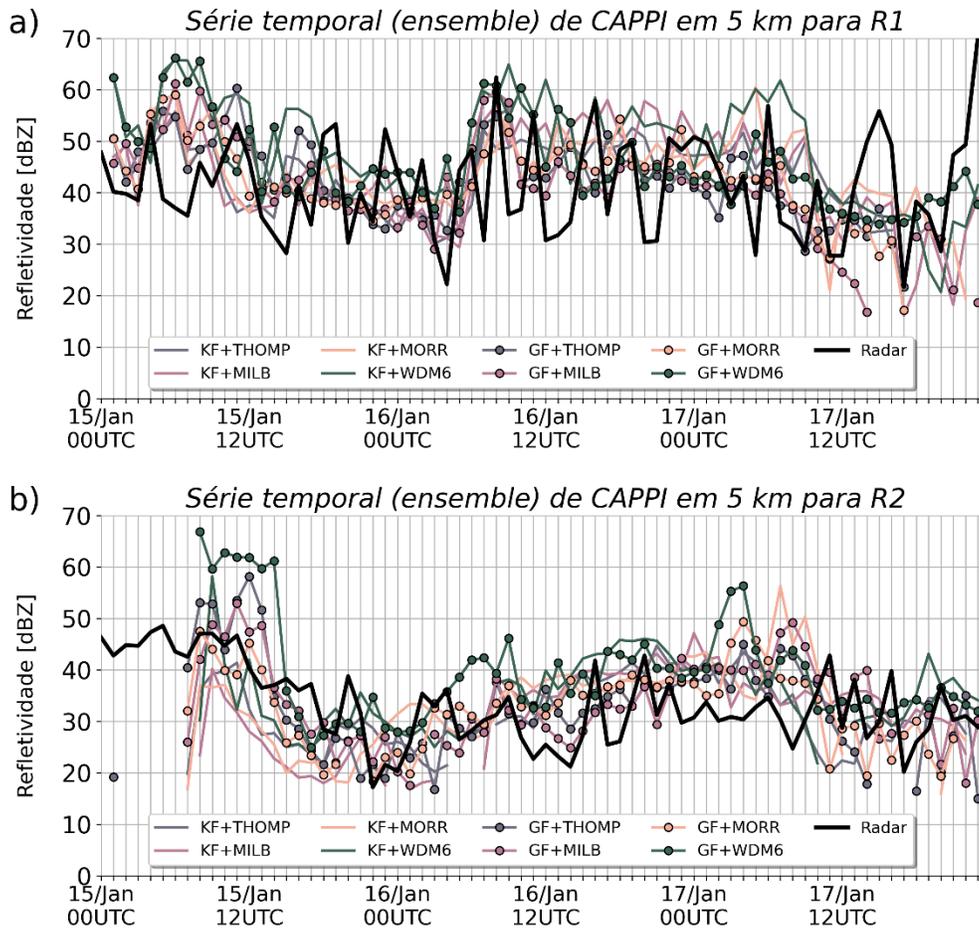


Figura 29 – (a) Séries temporais (horárias) de refletividade CAPPI máxima modelada e observada, em 5 km de altitude para R1 e (b) R2, das 00 UTC 15 de janeiro às 23 UTC 17 de janeiro de 2016. As observações do radar são representadas pela linha preta mais espessa. Os valores de refletividade foram plotados acima de 15 dBZ.

A dispersão de resultados dentre os experimentos foi evidenciada na Figura 29, especialmente considerando as variações dentre os esquemas de microfísica. Com o objetivo de investigar os impactos das parametrizações de microfísica isoladamente nos campos de refletividade, uma perspectiva de *ensemble* é sugerida na Figura 30. No geral, as simulações capturaram a evolução da atividade convectiva em R1 (Figura 30a), com alguma superestimação nas primeiras 12 horas e subestimação após as 12 UTC de 16 de janeiro. O início da intensa precipitação entre 00 UTC e 12 UTC de 16 de janeiro foi representado por ambos os grupos de *ensemble*. Os resultados de GF+ENS apresentaram um melhor ajuste com a refletividade do radar. Além disso, em R2 (Figura 30b), GF+ENS também apresentou a melhor relação com as saídas do radar, apesar de ambos GF+ENS e KF+ENS falharem na captura da convecção entre 00 UTC e 06 UTC de 15 de janeiro. O *ensemble* contribuiu para a minimização dos erros e incertezas das

sensibilidades da convecção às parametrizações de microfísica. Na literatura, a utilização de *ensembles* para a previsão de precipitação é recomendada para contornar as incertezas oriundas das diferenças de tratamentos físicos dentre os esquemas (ATUKORALA et al., 2021; DUZENLI et al., 2021; PORTELE et al., 2021).

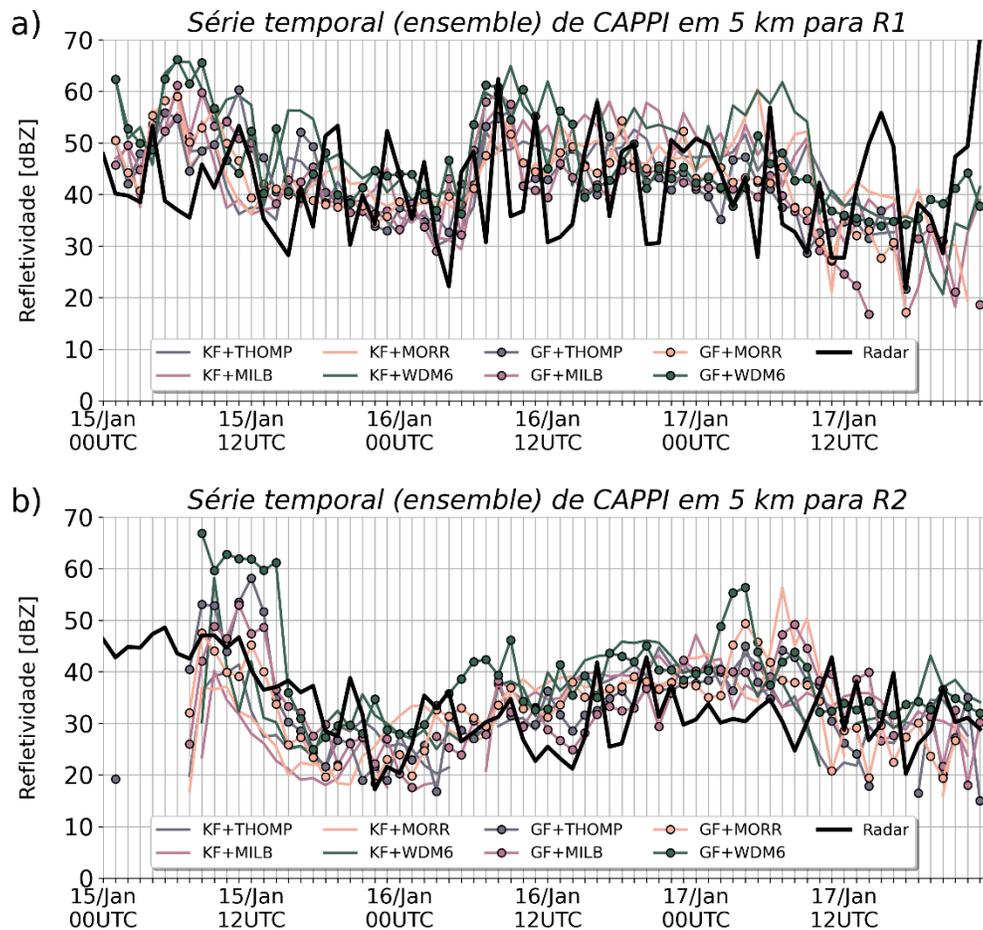


Figura 30 – (a) Séries temporais (horárias) de refletividade CAPPI máxima modelada e observada, em 5 km de altitude para R1 e (b) R2, das 00 UTC 15 de janeiro às 23 UTC 17 de janeiro de 2016. A refletividade modelada representa a média dos resultados de microfísica de nuvens por parametrização de convecção cúmulus, fornecendo os *ensembles* de KF (KF+ENS) e GF (GF+ENS). As observações do radar são representadas pela linha preta mais espessa. Os valores de refletividade foram plotados acima de 15 dBZ.

5.5. Distribuição de hidrometeoros

As seções anteriores tornaram claras as sensibilidades dos campos de precipitação aos esquemas de CC e MF, sugerindo o papel fundamental da formação de hidrometeoros nos campos de superfície. Em R1, o perfil médio vertical de Q_v (Figura 31a) foi muito similar dentre as simulações, com declínio exponencial da concentração de vapor na atmosfera a partir de aproximadamente 7 km de altitude. Resultados similares foram encontrados por Pérez et al. (2014) em suas simulações para latitudes médias. Porém, o decaimento exponencial averiguado nas simulações iniciou-se a partir de 3 km de altitude.

Entretanto, para Q_c (Figura 31b) as diferenças foram mais acentuadas, principalmente entre os esquemas de MF, chegando à 6 g/kg em média. Ou seja, o impacto da parametrização de CC no perfilamento vertical de razão de mistura de água de nuvem foi pouco notado. O esquema WDM6 (linhas amarelas) produziu a maior concentração de Q_c na baixa troposfera (ou aproximadamente abaixo da isoterma de 0°C, de acordo com os resultados da seção 5.4). Tais resultados discordam de McMillen e Steenburgh (2015), que avaliaram tempestades em latitudes médias nos Estados Unidos utilizando o WRF. Os autores encontraram concentrações menores de Q_c com o WDM6 em comparação à THOMP e MORR. De maneira similar, a razão de mistura média de água de chuva (Q_r ; Figura 31c) apresentou forte assinatura do esquema de WDM6. Pouco impacto também foi percebido entre os esquemas de CC, além de todas as parametrizações concentrarem Q_r abaixo 4 km de altitude. Kin, Shin e Kummerow (2013) sugerem que tal discrepância em Q_r para WDM6 está relacionada à processos modificados de prognóstico de chuva estratiforme (*warm rain*), fazendo com que a concentração de gotículas de chuva próximas ao nível de derretimento seja prevalente em comparação à outros esquemas, levando a forte assinatura de Q_r .

Os resultados em R1 para as partículas de gelo (gelo, graupel e granizo) foram os que mais apresentaram diferenças dentro dos esquemas de MF. Para a razão de mistura de gelo (Q_i ; Figura 31d), THOMP e MILB apresentaram concentrações consideravelmente inferiores que WDM6 e MORR, sendo que WDM6 concentrou as partículas em altitudes mais baixas que os demais (próximas à 8 km de altitude). Os perfis verticais de WDM6 e MORR na Figura 31d também foram encontrados por Bao, Michelson e Grell (2016) e McMillen e Steenburgh (2015), respectivamente. Para o esquema de MORR, a dificuldade da conversão adequada de vapor d'água para água precipitável faz com que gotículas sejam carregadas mais facilmente para altitudes mais elevadas, congelando-as por agregação e suprimindo a precipitação em superfície.

As concentrações de graupel também apresentaram divergências consideráveis dentre os esquemas de MF (Qg ; Figura 31e). As parametrizações WDM6 e MILB obtiveram as maiores concentrações, com média de até cinco vezes mais graupel abaixo da altitude de 6 km em comparação com THOMP e MORR. Como mencionado, a maior produção de graupel em WDM6 dentre as parametrizações, também corroborando com McMillen e Steenburgh (2015), pode estar relacionada inicialmente com os processos de chuva quente, produzindo mais gotículas grandes em níveis mais baixos, capazes de serem carregadas por correntes ascendentes à altitudes mais elevadas. Por fim, os resultados para razão de mistura de granizo (Figura 31f) apresentaram diferenças insignificantes dentre as escolhas de CC. O esquema de MILB, capaz de progosticar granizo, concentrou os hidrometeoros em aproximadamente 5 km de altitude, corroborando com a localização vertical das bandas brilhantes conforme exibido nas Figuras 27 e 28.

Os resultados em R2 apresentaram perfis verticais análogos em R1, porém em magnitude de concentração menor para os hidrometeoros. Em R2, os volumes de precipitação registrados (vide Figura 5) foram menores que em R1, o que de fato justifica uma menor presença de hidrometeoros na região. A R2 está contida em uma região com terreno mais acentuado e interação continente-oceano complexo, o que seria esperado impactar mais as diferenças com os resultados de R1. Entretanto, com exceção do perfil vertical de granizo (Figura 32f), as diferenças para com R1 foram pouco expressivas. Os resultados de Qh em R2 (Figura 32f) foram mais sensíveis à parametrização de CC do que em R1 (Figura 31f). O esquema de GF contribuiu para a produção de 50% mais granizo em MILB do que KF. Em suma, para ambas R1 e R2, o efeito da parametrização de CC foi muito pouco expressivo em comparação às diferenças entre esquemas de MF. O papel da MF é mais dominante na grade interna das simulações, visto que esta foi assumida capaz de resolver explicitamente às nuvens por meio da MF, desacoplando-se da dependência da grande escala pela parametrização de CC.

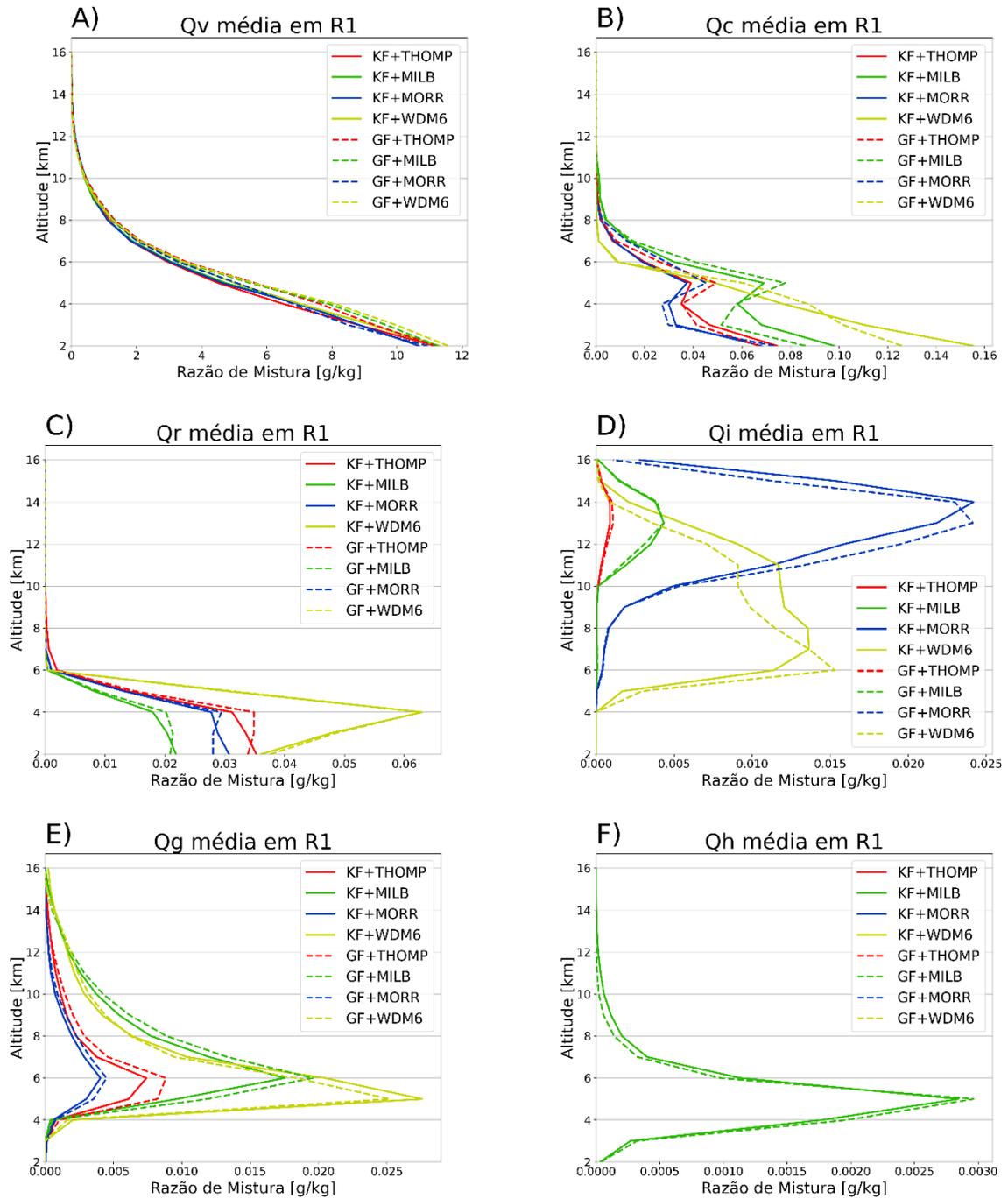


Figura 31 – Perfil vertical da razão de mistura horizontal média (no tempo e espaço) de (a) Q_v , (b) Q_c , (c) Q_r , (d) Q_i , (e) Q_g , e (f) Q_h em R1, em g/kg.

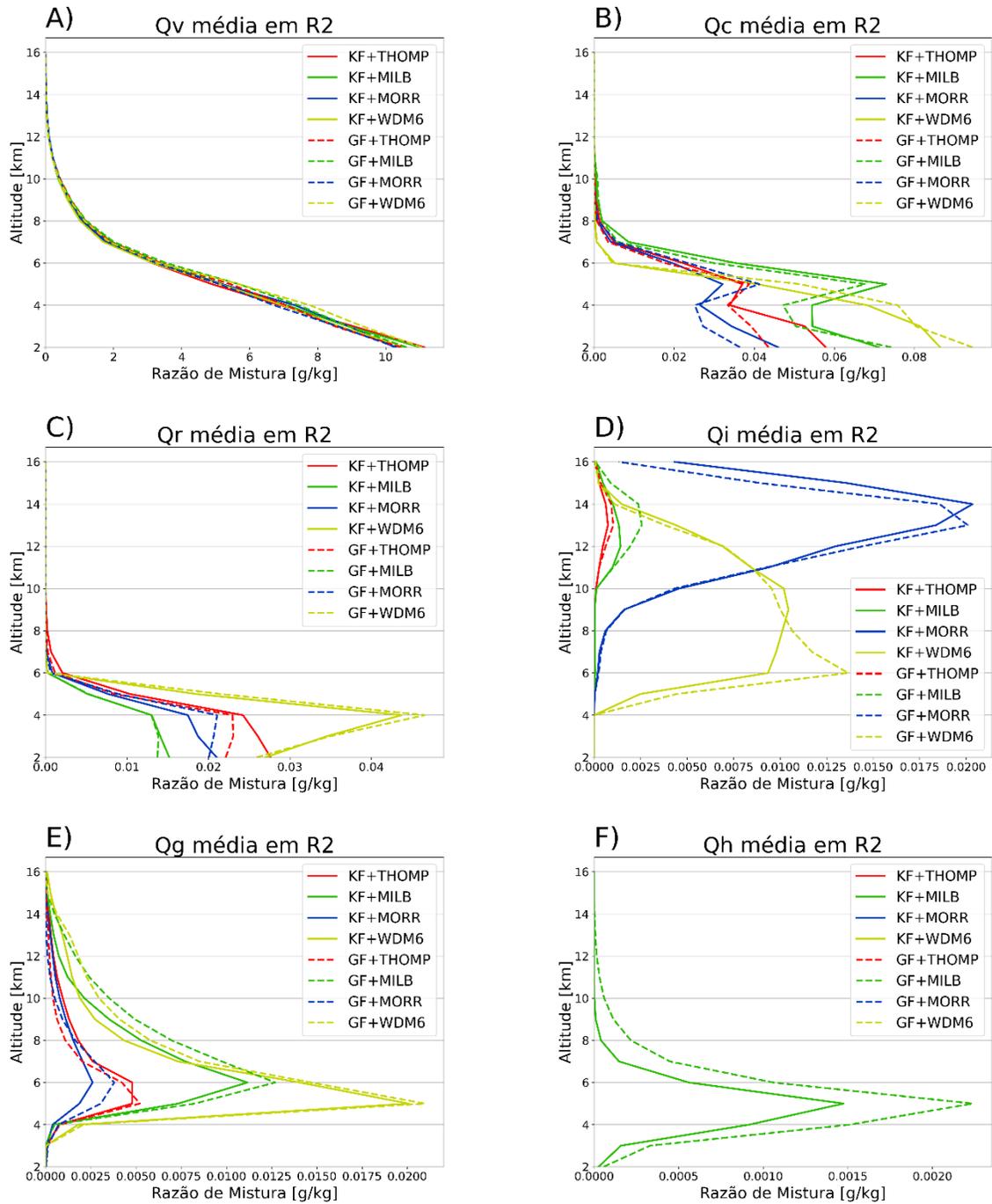


Figura 32 – Perfil vertical da razão de mistura horizontal média de (a) Q_v , (b) Q_c , (c) Q_r , (d) Q_i , (e) Q_g , e (f) Q_h em R2, em g/kg.

6. CONCLUSÕES

Este trabalho avaliou diversas combinações de parametrizações de convecção cúmulus e microfísica de nuvens utilizando o modelo WRF, na sensibilização de variáveis atmosféricas em um evento de precipitação extrema na BRPS. Ao todo, oito simulações foram executadas, e seus resultados comparados à observações. Conclui-se que:

- i. As simulações foram capazes de capturar os aspectos de grande-escala do evento associado à passagem e permanência da ZCAS sobre a BRPS. Entretanto, divergências entre as parametrizações se acentuaram durante a fase madura e de dissipação da ZCAS, principalmente em termos de ruídos associados à convergência horizontal de umidade.
- ii. As simulações foram capazes de representar estatisticamente a evolução da precipitação durante o evento, porém, apresentando grande subestimação da variável. Além disso, na análise pontual, existe grande dispersão de resultados dentre os experimentos, com WDM6 e MILB apresentando pequenas vantagens sobre os demais esquemas de MF.
- iii. A avaliação da precipitação média espacial foi pouco impactada pela escolha de CC, sendo mais sensível à MF. Apesar das subestimações, WDM6 apresentou resultados menos enviesados que os demais esquemas de MF.
- iv. A sofisticação dos esquemas de MF foi crucial para os campos médios horizontais e verticais. A consideração de granizo em MILB e a incorporação da processos mais sofisticados de chuva quente em WDM6 contribuiu para a representação mais aderente de nuvens e partículas de gelo. Tais representações impactam os hidrometeoros em si, mas também processos de correntes ascendentes/descendentes que interferem na formação de precipitação.
- v. Os resultados encontrados estão consistentes com a literatura. Porém, se tratando de um evento de precipitação severa em latitudes tropicais em região de forte complexidade topográfica, divergências aparecem na distribuição e distribuição vertical de hidrometeoros.
- vi. Devido ao terreno complexo da região e à forte convectividade do evento, sugere-se, assim como na literatura, o estudo de simulações com resoluções verticais e horizontais maiores (*e.g.* 1,5 km ou menos). Tal refinamento permitiria a simulação de correntes ascendentes/descendentes com mais acurácia, levando à

representação mais adequada principalmente de partículas de gelo. Além disso, resoluções mais refinadas permitem representação mais fiel às interações do modelo com o terreno.

- vii. Para contorno da dispersão de resultados entre parametrizações, sugere-se a utilização de *ensembles*, contendo parametrizações de MF *bulk double-moment* de sexta ordem ou superiores, capazes de incorporar granizo (como em MILB), e que contenham sofisticação adequada na representação de processos de chuva quente (como em WDM6). Para a escolha de parametrização de CC, apesar de impacto secundário em comparação à MF, sugere-se esquemas multi-escala com capacidade de simular ambientes altamente convectivos sem incorporação de difusão artificial para controle de estabilidade numérica (*e.g.*, GF).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAKAWA, A. Adjustment mechanisms in atmospheric motions. **J. Meteor. Soc. Japan, Special issue of collected papers**, v. 75, p.155-179, 1997.

ARBIZU-BARRENA, C.; POZO-VÁZQUEZ, D.; RUIZ-ARIAS, J. A.; AND TOVAR-PESCADOR, J. Macroscopic cloud properties in the WRF NWP model: An assessment using sky camera and ceilometer data. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 120, n. 10, 297-312, 2015.

ARFKEN, G. B.; WEBER, H. J.; HARRIS, F. E. Chapter 13: Gamma Function. **Mathematical Methods for Physicists (Seventh Edition)**, Academic Press, p. 599-641, 2013.

ARNAULT, J. et al. Precipitation sensitivity to the uncertainty of terrestrial water flow in WRF-Hydro: An ensemble analysis for central Europe. **Journal of Hydrometeorology**, v. 19, n. 6, p. 1007–1025, 2018.

ATHUKORALA, R.; THOL, T.; NELUWALA, P.; PETRI, M.; SENGXEU, S.; LATTADA, L.; KEOMANIVONG, S.; SITHIVONG, V. Evaluating the Performance of a WRF Physics Ensemble in Simulating Rainfall over Lao PDR during Wet and Dry Seasons. **Adv. Meteorol.**, v.2021, p.1–16, 2021.

AVOLIO, E.; FEDERICO, S. WRF simulations for a heavy rainfall event in southern Italy: Verification and sensitivity tests. **Atmospheric Research**, v. 209, p. 14–35, 2018.

AWAN, N. K.; TRUHETZ, H.; GOBIET, A. Parameterization-induced error characteristics of MM5 and WRF operated in climate mode over the alpine region: An ensemble-based analysis. **Journal of Climate**, v. 24, n. 12, p. 3107–3123, 2011.

BAKER, M. B. Cloud Microphysics and Climate. **Science**, v. 276, n. 5315, 1997.

BAO, J.-W.; MICHELSON, S. A.; GRELL, E. D. Pathways to the Production of Precipitating Hydrometeors and Tropical Cyclone Development. **Monthly Weather Review**, v.144(6), p.2395-2420, 2016.

BARCELLOS, P. C. L.; CATALDI, P. Flash Flood and Extreme Rainfall Forecast through One-Way Coupling of WRF-SMAP Models: Natural Hazards in Rio de Janeiro State. **Atmosphere**, v. 11, p. 834, 2020.

BAUER, P.; THORPE, A.; BRUNET, G. The quiet revolution of numerical weather prediction. **Nature**, v. 525, n. 7567, 2015.

BDMEP. Banco de Dados Meteorológicos do INMET. Disponível em: <<https://bdmep.inmet.gov.br/>>. Acessado em: 3 Abril 2022.

BRASILIANSE, C. S. et al. Synoptic analysis of an intense rainfall event in Paraíba do Sul river basin in southeast Brazil. **Meteorological Applications**, v. 25, n. 1, p. 66–77, 2018.

- CAINE, S. et al. Statistical Assessment of Tropical Convection-Permitting Model Simulations Using a Cell-Tracking Algorithm. **Monthly Weather Review**, v.141(2), p.557-581, 2013.
- CALADO, R. N. et al. Evaluation of eta model 5-km ensemble simulations of an extreme rainfall event over the Paraíba do Sul River basin during January 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 1, p. 83–96, 2018.
- CHARNEY, J. G. (1951). Dynamic Forecasting by Numerical Process. In: **Malone, T.F. (eds) Compendium of Meteorology**. American Meteorological Society, Boston, MA, 1951.
- 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, 2001.
- CHOUBIN, B.; MALEKIAN, A.; GOLSHAN, M. Application of several data-driven techniques to predict a standardized precipitation index. **Atmósfera**, v. 29, n. 2, p. 121-128, 2016.
- CHOW, F. K. et al. Crossing multiple gray zones in the transition from mesoscale to microscale simulation over complex terrain. **Atmosphere**, v. 10, n. 274, 2019.
- CINTINEO, R. et al. Evaluating the performance of planetary boundary layer and cloud microphysical parameterization schemes in convection-permitting ensemble forecasts using synthetic GOES-13 satellite observations. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 1, p. 163–182, 2014.
- COLLE, B. A. et al. High-resolution simulations and microphysical validation of an orographic precipitation event over the Wasatch Mountains during IPEX IOP3. **Mon. Wea. Rev.**, v. 133, p. 2947–2971, 2005.
- COMIN, A. N.; JUSTINO, F.; PEZZI, L. et al. Extreme rainfall event in the Northeast coast of Brazil: a numerical sensitivity study. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 133, p. 141–162, 2021.
- COTTON, W. R.; ANTHENS, R. A. Chapter 6: Cumulus Parameterization and Diagnostic Studies of Convective Systems. International Geophysics Academic Press, v. 44, p. 190-300, 1992.
- COURANT, R.; FRIEDRICHS, K.; LEWY, H. Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. **Math. Ann.**, 100, 32–74, 1928.
- CPTEC. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. Available at: < <http://tempo.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 3 abril 2022.
- DALAGNOL, R. et al. Extreme rainfall and its impacts in the Brazilian Minas Gerais state in January 2020: Can we blame climate change? **Climate Resilience and Sustainability**, v. 15(1), 2022.

DA ROCHA, R.P.; REBOITA, M.S.; GOZZO, L.F.; DUTRA, L.M.M.; DE JESUS, E.M. Subtropical cyclones over the oceanic basins: a review. **Ann. N.Y. Acad. Sci.**, v.1436, p.138-156, 2019.

DA SILVA, F. P. et al. Assessment of WRF numerical model forecasts using different lead time initializations during extreme precipitation events over Macaé city, Rio de Janeiro (Brazil). **Natural Hazards**, 2021.

DE CAMPOS, B.; CARVALHO, V. S. B. The effect of the Welsh mountains on rainfall distribution over Wales and England: a case study of a severe extratropical storm. **Weather**, v. 73, n. 1, 2018.

DANIELSON, J.J.; GESCH D.B. Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). USGS Numbered Series. Acessado em: 30 setembro 2022.

DERECZYNSKI, C. P.; OLIVEIRA, J. S.; MACHADO, C. O. Precipitation climatology of the city of Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, 2009.

DU DUC, T. et al. Impacts of different physical parameterization configurations on widespread heavy rain forecast over the northern area of Vietnam in WRF-ARW model. **Advances in Meteorology**, v. 2019, 2019.

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, 1989.

DUZENLI, E.; YUCEL, I.; PILATIN, H.; YILMAZ, M.T. Evaluating the performance of a WRF initial and physics ensemble over Eastern Black Sea and Mediterranean regions in Turkey. **Atmospheric Research**, v.248, p.105184, 2021.

EMANUEL, K. A.; RAYMOND, D. J. The representation of cumulus convection in numerical modeling of the atmosphere. *Meteorological Monographs* (American Meteorological Society, Boston), v. 24, 1993.

FOWLER, H. J.; BLENKINSOP, S.; TEBALDI, C. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 12, 2007.

FREITAG, B.M.; NAIR, U.S.; NIYOGI, D. Urban modification of convection and rainfall in complex terrain. **Geophysical Research Letters**, v.45, p.2507–2515, 2018.

FRICH, P. et al. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. **Clim. Res.**, v.19, p.193–212, 2002.

GLISAN, J. M. et al. A metrics-based analysis of seasonal daily precipitation and near-surface temperature within seven Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment domains. **Atmos. Sci. Lett.**, n. 20, 2019.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, n. 14, 2002.

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

HADDAD, E. A.; TEIXEIRA, E. Economic impacts of natural disasters in megacities: The case of floods in São Paulo, Brazil. **Habitat International**, v. 45, n. 2, p. 106-113, 2015.

HERSBACH, H. et al. The ERA5 global reanalysis. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 146, p. 1999-2049, 2020.

HUANG, W.; BAO, J-W., CHEN, B. Parameterization of Subgrid Deep Convective Cloud at Gray-Zone Resolutions: Preliminary Results. **Tropical Cyclone Research and Review**, v. 3(4), p. 218-228, 2014.

HUFFMAN, G. J. et al. NASA Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG). **Algorithm Theoretical Basis Doc.**, version 4.5, 26 pp, 2015a. Disponível em: http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_ATBD_V4.5.pdf.

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J. Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation. **NASA Doc.**, 47 pp., 2015. Disponível em: http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_doc.pdf.

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J. Day 1 IMERG final run release notes. **NASA Doc.**, 9 pp., 2015b. Disponível em: http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_FinalRun_Day1_release_notes.pdf.

JANJÍČ, Z. I. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP MESOmodel. **NCEP Office Note**, No. 437, 61 pp, 2001.

JANKOV, I. et al. An evaluation of five ARW-WRF microphysics schemes using synthetic GOES imagery for an atmospheric river event affecting the California coast. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 4, p. 618–633, 2011.

JEWORREK, J.; WEST, G.; STULL, R. Evaluation of cumulus and microphysics parameterizations in WRF across the convective gray zone. **Weather and Forecasting**, v. 34, n. 4, p. 1097–1115, 2019.

JEWORREK, J.; WEST, G.; STULL, R. WRF Precipitation Performance and Predictability for Systematically Varied Parameterizations over Complex Terrain. **Weather and Forecasting**, 2021.

JIMÉNEZ, P. A. et al. A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 3, 2012.

JING, X. et al. Evaluating Seasonal Orographic Precipitation in the Interior Western United States Using Gauge Data, Gridded Precipitation Estimates, and a Regional Climate Simulation. **Journal of Hydrometeorology**, v.18(9), p.2541-2558, 2017.

JONES, S. C. et al. The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 6, 2003.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 47, 1990.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, The representation of cumulus convection in numerical models. **Amer. Meteor. Soc.**, v. 246, 1993.

KAIN, J.S.; WEISS, S.J.; LEVIT, J.J.; BALDWIN, M.E.; BRIGHT, D.R. Examination of Convection-Allowing Configurations of the WRF Model for the Prediction of Severe Convective Weather: The SPC/NSSL Spring Program 2004. **Weather and Forecasting**, v.21(2), p.167-181, 2006.

KALNAY, E. Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability. **Cambridge University Press**, pp. 2, 2002.

KIM, J.; SHIN, D.; KUMMEROW, C. Impacts of A Priori Databases Using Six WRF Microphysics Schemes on Passive Microwave Rainfall Retrievals. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.30(10), p.2367-2381, 2013.

KUMLER, L. M.; LEMOS, M. C. Managing Waters of the Paraíba do Sul River Basin, Brazil: a Case Study in Institutional Change and Social Learning. **Ecology and Society**, v. 13, n. 2, 2008.

LEI, H. et al. Comparison of two double-moment microphysics schemes in aspects of warm-rain droplet spectra and raindrop budget. **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, v.12(6), p.424-433, 2019.

LEROYER, S.; BÉLAIR, S.; SOUVANLASY, V.; VALLÉE, M.; PELLERIN, S.; SILLS, D. Summertime Assessment of an Urban-Scale Numerical Weather Prediction System for Toronto. **Atmosphere**, v.13, p.1030, 2022.

LIM, K.-S. S.; HONG, S.-Y. Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 5, 2010.

MARENGO, J.; ALVES, L. M. Tendência hidrológicas da Bacia do Rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 215–226, 2005.

MARENGO, J. et al. Changing Trends in Rainfall Extremes in the Metropolitan Area of São Paulo: Causes and Impacts. **Front. Clim.**, v.2, 2020.

- MARSHALL, J. S; PALMER, W. M. The Distribution of Raindrops with Size. **Journal of Meteorology**, v. 5, p.165-166, 1948.
- MATTOS, E. V. et al. Polarimetric radar characteristics of storms with and without lightning activity. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v.121(14), p.201-220, 2016.
- MATTOS, E. V. et al. Electrification life cycle of incipient thunderstorms. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 122, p.4670-4697, 2017.
- MCMILLEN, J. D.; STEENBURGH, W. J. Impact of Microphysics Parameterizations on Simulations of the 27 October 2010 Great Salt Lake–Effect Snowstorm. **Weather and Forecasting**, v.30(1), p.136-152, 2015.
- MERINO, A. et al. WRF hourly evaluation for extreme precipitation events. **Atmospheric Research** 274:106215, 2022.
- MICHEL, G. P.; GOERL, R. F; KOBİYAMA, M. Critical rainfall to trigger landslides in Cunha River basin, southern Brazil. **Nat. Hazards**, v. 75, p. 2369–2384, 2015.
- MILBRANDT, J. A.; YAU, M. K. A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 9, 2005.
- MIN, K. et al. Evaluation of WRF Cloud Microphysics Schemes Using Radar Observations. **Weather and Forecasting**, v. 30(6), p.1571-1589, 2015.
- MLAWER, E. J. et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, 1997.
- MOONEY, P. A.; MULLIGAN, F. J.; FEALY, R. Evaluation of the Sensitivity of the Weather Research and Forecasting Model to Parameterization Schemes for Regional Climates of Europe over the Period 1990–95. **Journal of Climate**, v. 26, n. 3, p. 1002-1017, 2013.
- MORRISON, H.; THOMPSON, G.; TATARSKII, V. Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 3, 2009.
- MORRISON, H. et al. Confronting the Challenge of Modeling Cloud and Precipitation Microphysics. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 12, n. 8, 2020.
- MU, Z. et al. Numerical Rainfall Simulation of Different WRF Parameterization Schemes with Different Spatiotemporal Rainfall Evenness Levels in the Ili Region. **Water**, v. 11, n. 12, 2019.
- NCEP. National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. 2015, updated daily. NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research,

Computational and Information Systems Laboratory. Disponível em: <
<https://rda.ucar.edu/datasets/ds084.1/>>. Acessado em: 3 Abril 2022.

NOBRE, J. P. G; VENDRASCO, É. P.; BASTARZ, C. F. Impact of Ensemble-Variational Data Assimilation in Heavy Rain Forecast over Brazilian Northeast. **Atmosphere**, v.12, n. 1201, 2021.

OLIVEIRA, J.V.; COHEN, J.; BARLAGE, M.; SILVA DIAS, M.A.F. The Influence of Urbanization on the Development of a Convective Storm—A Study for the Belém Metropolitan Region, Brazil. **Atmosphere**, v.13, p.1026, 2022.

OTIENO, G. et al. The Impact of Cumulus Parameterization on Rainfall Simulations over East Africa. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 8, p. 355-371, 2018.

PAIVA, A. C. E. et al. Urban expansion and its impact on water security: The case of the Paraíba do Sul River Basin, São Paulo, Brazil. **Science of the Total Environment**, v. 720, 2020.

PATEL, P. et al. Performance evaluation of WRF for extreme flood forecasts in a coastal urban environment. **Atmospheric Research**, v. 223, p. 39–48, 2019.

PARK, R-S.; CHAE, J-H.; HONG, S-Y. A Revised Prognostic Cloud Fraction Scheme in a Global Forecasting System. **Monthly Weather Review**, v.144(3), p.1219-1229, 2016.

PENNELLY, C.; REUTER, G.; FLESCHE, T. Verification of the WRF model for simulating heavy precipitation in Alberta. **Atmospheric Research**, v. 135–136, p. 172–192, 2014.

PÉREZ, J. C. et al. Evaluation of WRF Parameterizations for dynamical downscaling in the Canary Islands. **Journal of Climate**, v. 27, n. 14, p. 5611–5631, 2014.

PIERI, A. B. et al. Sensitivity of precipitation statistics to resolution, microphysics, and convective parameterization: A case study with the high-resolution WRF climate model over Europe. **Journal of Hydrometeorology**, v. 16, n. 4, p. 1857–1872, 2015.

PORTELE, T.C.; LAUX, P.; LORENZ, C.; JANNER, A.; HORNA, N.; FERSCH, B.; IZA, M.; KUNSTMANN, H. Ensemble-Tailored Pattern Analysis of High-Resolution Dynamically Downscaled Precipitation Fields: Example for Climate Sensitive Regions of South America. **Frontiers in Earth Science**, v.9, 2021.

PRISTO, M.V.J.; DERECZYNSKI, C.P.; SOUZA, P.R.; MENEZES, W.F. Climatologia de Chuvas Intensas no Município do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, v. 4, 615-630, 2018.

QIAO, F.; LIANG, X.-Z. Effects of cumulus parameterization closures on simulations of summer precipitation over the United States coastal oceans. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 8, n. 2, 2016.

RAUBER, R. M. et al. Wintertime orographic cloud seeding – A review. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, v. 58, p. 2117–2140, 2019.

ROZANTE, J. R. et al. Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation over South America. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, 2010.

SAMANTA, S. et al. Morphological and microphysical characteristics associated with the lifecycle of a stationary cloud cluster during the Indian Summer Monsoon: A comparative study with numerical simulations and radar observation. **Atmospheric Research**, v.281:106464, 2023.

SHI, J. J. et al. WRF Simulations of the 20–22 January 2007 Snow Events Over Eastern Canada: Comparison with In Situ and Satellite Observations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.49(11), p.2246-2266, 2010.

SILVA, B.A.; REBOITA, M.S.; CRESPO, N.M.; DA ROCHA, R.P.; DUTRA, L.M.M. Ciclones subtropicais Guar e Lexi Parte I: Estrutura Térmica e Características Gerais. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.15(01), 2022.

SILVA, J. L. M. DA; JARDIM, C. H. O episódio de chuva concentrada do dia 17 de janeiro de 2016 em Belo Horizonte (MG). In: **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UNICAMP, 2017.

SKAMAROCK, C. et al. **A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4**. 2019.

STRAKA, J. Cloud and Precipitation Microphysics: Principles and Parameterizations. **Cambridge: Cambridge University Press**, 2009.

TAO, W.-K.; WU, D.; LANG, S.; CHERN, J.-D.; PETERS-LIDARD, C.; FRIDLIND, A.; AND MATSUI, T. High-resolution NU-WRF simulations of a deep convective-precipitation system during MC3E: Further improvements and comparisons between Goddard microphysics schemes and observations. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 121, p. 1278–1305, 2016.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D7, 2001.

TEO, C. K. et al. Principal component analysis of observed and modeled diurnal rainfall in the maritime continent. **Journal of Climate**, v. 24, n. 17, p. 4662–4675, 2011.

TENESSONG, R. S. et al. Sensitivity of Rainfall to Cumulus Parameterization Schemes from a WRF Model over the City of Douala in Cameroon. **Journal of Extreme Events**, v. 1, n. 1, 2011.

TEWARI, M. et al. Understanding the sensitivity of WRF hindcast of Beijing extreme rainfall of 21 July 2012 to microphysics and model initial time. **Atmospheric Research**, v. 271, 2022.

THOMPSON, G. et al. Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, 2008.

TIEDTKE, M. Parameterization of Cumulus Convection in Large-Scale Models. n: Schlesinger, M.E. (eds) *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change. NATO ASI Series*, v. 243, 1988.

TORN, R. D.; HAKIM, G. J. Initial condition sensitivity of Western Pacific extratropical transitions determined using ensemble-based sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*, v. 137, n. 10, p. 3388–3406, 2009.

VALLIS, G. *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-Scale Circulation* (2nd ed.). Cambridge: **Cambridge University Press**, 2017.

VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F.; AUGUSTO FILHO, O. et al. Assessing shallow landslide hazards using the TRIGRS and SHALSTAB models, Serra do Mar, Brazil. *Environ. Earth Sci.*, v. 77, n. 260, 2018.

WAGNER, A. et al. Explicit convection and scale-aware cumulus parameterizations: High-resolution simulations over areas of different topography in Germany. *Monthly Weather Review*, v. 146, n. 6, p. 1925–1944, 2018.

WANG, D. et al. A Method of Using WRF-Simulated Surface Temperature to Estimate Daily Evapotranspiration. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 1, 2020.

WANG, R. et al. Role of convection representation across the gray zone in forecasting warm season extreme precipitation over Shanghai from two typical cases. *Atmospheric Research*, v. 253, 2021.

WEISMAN, M. L.; SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B. The Resolution Dependence of Explicitly Modeled Convective Systems. *Monthly Weather Review*, v. 125, n. 4, 1997.

WIERSEMA, D. J.; LUNDQUIST, K. A.; CHOW, F. K. Mesoscale to microscale simulations over complex terrain with the immersed boundary method in the Weather Research and Forecasting model. *Mon. Wea. Rev.*, v. 148, p. 577–596, 2020.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU J. Determination of bulk properties of tropical cloudclusters from large-scale heat and moisture budget. *J. Atmos. Sci.*, v. 30(61), p.1-627, 1973.

YANG, B. et al. Calibration of a convective parameterization scheme in the WRF model and its impact on the simulation of East Asian summer monsoon precipitation. *Climate Dynamics*, v. 44, n. 5–6, p. 1661–1684, 2015.

ZHANG, F. et al. Sensitivity analysis of Hurricane Arthur (2014) storm surge forecasts to WRF physics parameterizations and model configurations. *Weather and Forecasting*, v. 32, n. 5, p. 1745–1764, 2017.

ZHANG, X.; ANAGNOSTOU, E. N. Evaluation of Numerical Weather Model–Based Satellite Precipitation Adjustment in Tropical Mountainous Regions. *Journal of Hydrometeorology*, v. 20(3), p.431-445, 2019.

ZHANG, H.; PU, Z.; ZHANG, X. Examination of Errors in Near-Surface Temperature and Wind from WRF Numerical Simulations in Regions of Complex Terrain. *Weather and Forecasting*, v. 28(3), p.893-914, 2013.