



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA,
INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/03.11.14.06-TDI

INFLUÊNCIA DA RESOLUÇÃO VERTICAL E PARAMETRIZAÇÕES DE CONVECÇÃO NO DESEMPENHO DO MODELO GLOBAL ETA FRAMEWORK (GEF)

João Batista Araujo Figueiredo

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra.
Chou Sin Chan, aprovada em 13
de fevereiro de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/425FEJ2>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

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

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

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA,
INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/03.11.14.06-TDI

INFLUÊNCIA DA RESOLUÇÃO VERTICAL E PARAMETRIZAÇÕES DE CONVECÇÃO NO DESEMPENHO DO MODELO GLOBAL ETA FRAMEWORK (GEF)

João Batista Araujo Figueiredo

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra.
Chou Sin Chan, aprovada em 13
de fevereiro de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/425FEJ2>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Figueiredo, João Batista Araujo.

F469i Influência da resolução vertical e parametrizações de convecção no desempenho do modelo Global Eta Framework (GEF) / João Batista Araujo Figueiredo. – São José dos Campos : INPE, 2020. xxvi + 138 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/03.11.14.06-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.

Orientadora : Dra. Chou Sin Chan.

1. GEF. 2. Eta. 3. Resolução vertical. 4. Parametrização convectiva. 5. Kain-Fritsch. 6. Betts-Miller-Janjic I.Título.

CDU 551.509.313.4



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


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

Aluno (a): **João Batista Araujo Figueiredo**

Título: "INFLUÊNCIA DA RESOLUÇÃO VERTICAL E PARAMETRIZAÇÕES DE CONVECÇÃO NO DESEMPENHO DO MODELO GLOBAL ETA FRAMEWORK (GEF)"

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

Dr. Paulo Nobre

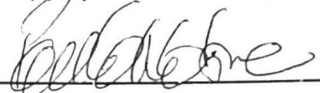


Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado Reprovado

Dra. Chou Sin Chan

pp 

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado Reprovado

Dr. Dragan Latinovic

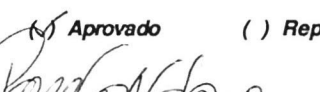
pp 

Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado Reprovado

Dr. Vinicius Buscioli Capistrano

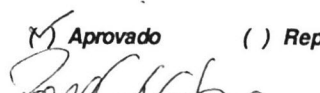
pp 

Convidado(a) / UEA / Amazonas - AM

Participação por Video - Conferência

Aprovado Reprovado

Dra. Maria Luciene Dias de Melo

pp 

Convidado(a) / UFAL / Maceió - AL

Participação por Video - Conferência

Aprovado Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

“Reconheço que Deus nunca permitirá mais do que possamos suportar”

Santa Faustina Kowalska, diário nº 78.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus e a Nossa Senhora por sempre estarem iluminando meus caminhos e me ajudando a superar as dificuldades impostas pela vida, dando forças e saúde para conquistar mais uma etapa.

Aos meus pais Ed e Wânia, que sempre acreditaram em mim e me incentivaram a continuar, mesmo nos momentos de dificuldades e desânimos, me ensinando a manter a fé.

Aos meus irmãos Ana Marta e Rafael José que sempre me apoiaram e estiveram ao meu lado.

A minha avó Nadir e a toda a minha família, pelo constante apoio e incentivo.

A minha orientadora, Dra. Chou Sin Chan, obrigado pela dedicação, amizade, conselhos, críticas e também pelos puxões de orelhas. Sem a senhora, nada disso seria possível!

Aos professores da Pós-graduação em Meteorologia, que foram importantes para a minha formação, sempre ajudando a sanar minhas dúvidas. Também agradeço às secretárias da PGMET pela dedicação e eficiência.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais e a Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos pela oportunidade de realização do curso de mestrado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo.

Aos colegas e ex-colegas do Projeta pelas colaborações e momentos de descontração. Em especial, ao Gustavo Sueiro, pela ajuda computacional e pelas caronas; e ao André Lyra e a Priscila Tavares por todas contribuições e ensinamentos, me ajudando muito em todo este trabalho.

A TODOS meus amigos, expresso minha gratidão, de forma especial a Renan Martins pela amizade desde a UFRJ. Não poderia deixar de citar aqueles que conheci nesta jornada.

RESUMO

Este trabalho tem por objetivo estudar a influência da resolução vertical e dos esquemas de parametrização de convecção no desempenho do modelo “Global Eta Framework” (GEF). O trabalho busca representar melhor a estratosfera no modelo e conseqüentemente, melhorar as previsões. Foram avaliadas as parametrizações convectivas de Betts-Miller-Janjic (BMJ) e Kain-Fritsch (KF). O modelo foi configurado na resolução horizontal de 25 km, resoluções verticais de 50 e 70 níveis, e topo em 1 hPa. O modelo foi integrado diariamente para o mês de janeiro de 2018, utilizando as condições iniciais do modelo “Global Forecast System” (GFS) das 00Z. O prazo de simulação foi de 10 dias. Foram avaliados o quinto e nono dia do conjunto das simulações. As simulações de precipitação mostraram que o aumento da resolução vertical resultou em ligeira melhora no esquema KF, entretanto o experimento BMJ com 50 níveis apresentou o melhor desempenho. Em comparação com a reanálise do ERA5, a temperatura em 5 hPa é melhor representada com 70 níveis verticais, pelos dois esquemas convectivos. Os padrões de grande escala da pressão ao nível médio do mar, temperatura a 2 metros e em 850 hPa são reproduzidos pelos experimentos, porém, as regiões de latitudes mais altas apresentaram as maiores diferenças comparadas com a reanálise. Em geral, os resultados mostraram que o modelo GEF apresentou melhor desempenho na configuração com 50 níveis verticais e com o esquema convectivo de BMJ para a precipitação, pressão e escoamento em 250 hPa. Entretanto, a configuração com 70 níveis resultou melhora na temperatura em 250 hPa e 5 hPa e também no escoamento em 5 hPa, em ambos os esquemas convectivos. Desta forma, este estudo contribui no desenvolvimento e na melhora do desempenho do modelo GEF.

Palavras chaves: GEF. Eta. Resolução vertical. Parametrização convectiva. Kain-Fritsch. Betts-Miller-Janjic.

INFLUENCE OF VERTICAL RESOLUTION AND CONVECTION PARAMETERIZATIONS ON THE PERFORMANCE OF THE GLOBAL MODEL ETA FRAMEWORK (GEF)

ABSTRACT

This work goals to study the influence of vertical resolution and convection parameterization schemes on the performance of the “Global Eta Framework” (GEF) model. The work seeks to better represent the stratosphere in the model and, consequently, improve predictions. The Betts-Miller-Janjic (BMJ) and Kain-Fritsch (KF) convective parameterizations were evaluated. The model was configured in a horizontal resolution of 25 km, vertical resolutions of 50 and 70 levels, and top in 1 hPa. The model was integrated daily for the month of January 2018, using the initial conditions of the “Global Forecast System” model (GFS) of 00Z. The simulation period was 10 days. The fifth and ninth day of the simulations were evaluated. The precipitation simulations showed that the increase in vertical resolution resulted in a slight improvement in the KF scheme, however the BMJ experiment with 50 levels showed the best performance. In comparison with the ERA5 reanalysis, the temperature at 5 hPa is best represented with 70 vertical levels, by the two convective schemes. The large-scale patterns of pressure at mean sea level, temperature at 2 meters and at 850 hPa are reproduced by the experiments, however, the regions of higher latitudes showed the greatest differences compared with reanalysis. In general, the results showed that the GEF model performed better in the configuration with 50 vertical levels and with the BMJ convective scheme for precipitation, pressure and flow in 250 hPa. However, the configuration with 70 levels resulted in an improvement in temperature in 250 hPa and 5 hPa and also in the flow in 5 hPa, in both convective schemes. Thus, this study contributes to the development and improvement of the performance of the GEF model.

Keywords: GEF. Eta. Vertical resolution. Convective parameterization. Kain-Fritsch. Betts-Miller-Janjic.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Estrutura Vertical da Atmosfera.....	11
Figura 2.2 – Desempenho de simulação (90 °S - 90 °N, 100–10 hPa) para diferentes conjuntos de modelos e variabilidade climática. Os melhores conjuntos de desempenho estão localizados no canto inferior esquerdo. Contornos cinzentos mostram a pontuação de habilidade S (em%), que combina E e r em um único índice [SPARC CCMVal, 2010].	16
Figura 3.1 – Topografia, estrutura da ordem da união dos 6 modelos Eta regional e a divisão dos 600 processadores utilizados nesse trabalho.....	20
Figura 3.2 – Esferas cúbicas: (a) Painel superior esquerdo: gnomônica (SADOURNY, 1972); (b) painel superior direito: conformal (RANČIĆ et al., 1996); (c) painel inferior esquerdo: suavizada (SM) (PURSER e RANČIĆ, 1998); (d) painel inferior direito: Jacobinano Unificado (UJ).	23
Figura 3.3 – Grades do tipo B (a) e do tipo E (b) de Arakawa.	24
Figura 3.4 – Esquema de coordenadas sigma e eta.	25
Figura 3.5 – Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (u, T, ps).....	27
Figura 3.6 – Perfil vertical de depressão de saturação (DSP).	35
Figura 3.7 - Perfil de referência de temperatura	36
Figura 3.8 - Distribuição vertical das camadas atmosféricas representadas no modelo GEF com 50 níveis (a) e 70 níveis (b). O eixo da pressão está em escala logarítmica.	39
Figura 3.9 - Distribuição vertical da espessura das camadas atmosféricas representadas no modelo GEF de 50 (azul) e 70 níveis (laranja).....	40
Figura 3.10 - Exemplo de um diagrama de Taylor mostrando uma análise estatística entre 4 simulações para a variável precipitação. A observação é representada pelo ponto preto e as simulações pelos demais pontos coloridos e numerados.....	45
Figura 4.1 - Precipitação Total média (mm/dia) para o 5º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).....	49
Figura 4.2 - Precipitação Total média (mm/dia) para o 9º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).....	50

Figura 4.3 - Erro médio da precipitação (mm/dia) para o 5º dia de integração. Campos das seguintes diferenças: a) KF 50 níveis - CMORPH , b) BMJ 50 níveis - CMORPH, c) KF 70 níveis - CMORPH, d) BMJ 70 níveis - CMORPH.

53

Figura 4.4 - Erro médio da precipitação (mm/dia) para o 9º dia de integração. Campos das seguintes diferenças: a) KF 50 níveis - CMORPH , b) BMJ 50 níveis - CMORPH, c) KF 70 níveis - CMORPH, d) BMJ 70 níveis - CMORPH.

54

Figura 4.5 - Diagrama de Taylor para a precipitação. Correlação, desvio padrão (mm/dia) e REQM (mm/dia) para cada experimento e média do CMORPH para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).

55

Figura 4.6 - Áreas de estudo da precipitação.

57

Figura 4.7 - Diagramas de Taylor para a precipitação nas seguintes áreas: a) I- região Tropical, b) II- parte da África, c) III- norte da Austrália e oceano adjacente, d) IV- região da ZCPS, e) V- parte da América do Sul e f) VI- região da ZCIT no Atlântico. Valores de correlação, desvio padrão (mm/dia) e REQM (mm/dia) para cada experimento e média do CMORPH para cada 5º dia de integração.

59

Figura 4.8 - Diagramas de Taylor para a precipitação nas seguintes áreas: a) I- região Tropical, b) II- parte da África, c) III- norte da Austrália e oceano adjacente, d) IV- região da ZCPS, e) V- parte da América do Sul e f) VI- região da ZCIT no Atlântico. Valores de correlação, desvio padrão (mm/dia) e REQM (mm/dia) para cada experimento e média do CMORPH para cada 9º dia de integração.

60

Figura 4.9 - Precipitação Convectiva média (mm/dia) para o 5º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).

62

Figura 4.10 - Precipitação Convectiva média (mm/dia) para o 9º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).

63

Figura 4.11 - Precipitação de Microfísica média (mm/dia) para o 5º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).

64

Figura 4.12 - Precipitação de Microfísica média (mm/dia) para o 9º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).

65

Figura 4.13 - Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e

dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 68

Figura 4.14 - Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 69

Figura 4.15 - Diagrama de Taylor para Pressão ao Nível Médio do Mar. Correlação, desvio Padrão (hPa) e REQM (hPa) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b). 70

Figura 4.16 - Temperatura a 2 metros (°C) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 72

Figura 4.17 - Temperatura a 2 metros (°C) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 73

Figura 4.18 - Diagrama de Taylor para temperatura a 2m. Correlação, desvio padrão (°C) e REQM (°C) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b) 74

Figura 4.19 - Temperatura em 850 hPa (°C) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 76

Figura 4.20 - Temperatura em 850 hPa (°C) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 77

Figura 4.21 - Diagrama de Taylor para temperatura em 850 hPa. Correlação, desvio padrão (°C) e REQM (°C) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b). 78

Figura 4.22 - Temperatura em 250 hPa (°C) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 80

Figura 4.23 - Temperatura em 250 hPa (°C) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e

dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 81

Figura 4.24 - Diagrama de Taylor para temperatura em 250 hPa. Correlação, desvio padrão (°C) e REQM (°C) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b). 82

Figura 4.25 - Temperatura em 5 hPa (°C) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 84

Figura 4.26 - Temperatura em 5 hPa (°C) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 85

Figura 4.27 - Diagrama de Taylor para temperatura em 5 hPa. Correlação, desvio padrão (°C) e REQM (°C) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b). 86

Figura 4.28 - Velocidade do vento em 5 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 88

Figura 4.29 - Velocidade do vento em 5 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 89

Figura 4.30 - Diagrama de Taylor para velocidade do vento em 5 hPa. Correlação, desvio padrão ($m s^{-1}$) e REQM ($m s^{-1}$) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b). 91

Figura 4.31 - Velocidade do vento em 250 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 94

Figura 4.32 - Velocidade do vento em 250 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 95

Figura 4.33 - Diagrama de Taylor para velocidade do vento em 250 hPa. Correlação, desvio padrão ($m s^{-1}$) e REQM ($m s^{-1}$) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b). 96

Figura 4.34 - Velocidade do vento em 850 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 98

Figura 4.35 - Velocidade do vento em 850 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos. 99

Figura 4.36 - Diagrama de Taylor para velocidade do vento em 850 hPa. Correlação, desvio padrão ($m s^{-1}$) e REQM ($m s^{-1}$) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b). 100

Figura 4.37 - Altura geopotencial em 500 hPa (contorno colorido, gpm) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.102

Figura 4.38 - Altura geopotencial em 500 hPa (contorno colorido, gpm) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.103

Figura 4.39 - Diagrama de Taylor para a altura geopotencial em 500 hPa. Correlação, desvio padrão (gpm) e REQM (gpm) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b). 104

Figura 4.40 - Média zonal da temperatura média ($^{\circ}C$) para o 5º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.107

Figura 4.41 - Média zonal da temperatura média ($^{\circ}C$) para o 9º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.108

Figura 4.42 - Média zonal da diferença entre a temperatura (°C) simulada e a reanálise, média para o 5º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.....	110
Figura 4.43 - Média zonal da diferença entre a temperatura (°C) simulada e a reanálise, média para o 9º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.....	111
Figura 4.44 - Média zonal do vento zonal médio (m.s ⁻¹) para o 5º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.	113
Figura 4.45 - Média zonal do vento zonal médio (m.s ⁻¹) para o 9º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.	114
Figura 4.46 - Média zonal da diferença entre o vento zonal (m.s ⁻¹) simulado e a reanálise, média para o 5º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.....	115
Figura 4.47 - Média zonal da diferença entre o vento zonal (m.s ⁻¹) simulado e a reanálise, média para o 9º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.....	116
Figura 4.48 - Média zonal do vento meridional médio (m.s ⁻¹) para o 5º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.	118
Figura 4.49 - Média zonal do vento meridional médio (m.s ⁻¹) para o 9º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.	119
Figura 4.50 - Média zonal da diferença entre o vento meridional (m.s ⁻¹) simulado e a reanálise, média para o 5º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.	120
Figura 4.51 - Média zonal da diferença entre o vento meridional (m.s ⁻¹) simulado e a reanálise, média para o 9º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.	121
Figura 4.52 - Média zonal da umidade específica média (g.Kg ⁻¹) para o 5º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.	123
Figura 4.53 - Média zonal da umidade específica média (g.Kg ⁻¹) para o 9º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.	124

Figura 4.54 - Média zonal da diferença entre a umidade específica (g.Kg^{-1}) simulada e a reanálise, média para o 5º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5125

Figura 4.55 - Média zonal da diferença entre a umidade específica (g.Kg^{-1}) simulada e a reanálise, média para o 9º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5126

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Experimentos numéricos.	41
Tabela 3.2 - Tempo de execução de cada rodada.	41
Tabela 4.1 – Desvio padrão (mm/dia), REQM (mm/dia) e correlação (-1,1) utilizados no Diagrama de Taylor para os prazos de quinto e nono dia, respectivamente.....	56

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
BAM	Brazilian Global Atmospheric Model
BM	Betts-Miller
BMJ	Betts-Miller-Janjic
BMJ50N	Betts-Miller-Janjic com 50 níveis verticais
BMJ70N	Betts-Miller-Janjic com 70 níveis verticais
CAM	Community Atmospheric Model
CNEB	Cavado sobre o Nordeste
CMORPH	Climate Prediction Center morphing technique
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project phase 5
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EGMAM	ECHO-G Middle Atmosphere Model
ENS	Ensemble Atmospheric Model
ERA5	Reanálise do ERA5
GEF	Global Eta Framework
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GFS	Global Forecast System
HadGEM	Hadley Centre Global Environmental Model
HRES	Atmospheric Model high resolution
JBN	Jatos de Baixos Níveis
KF	Kain-Fritsch
KF50N	Kain-Fritsch com 50 níveis verticais
KF70N	Kain-Fritsch com 70 níveis verticais
MCGA	Modelo de Circulação Geral Atmosférico
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Nordeste do Brasil
OQB	Oscilação Quasi-Bienal
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio

SEB	Sudeste do Brasil
Strat-HFP	Stratosphere Resolving Historical Forecast Project
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
USGS	United States Geological Survey
WRF	Weather Research and Forecasting
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Parametrização de convecção cúmulos	5
2.1.1 Betts-Miller-Janjic (BMJ).....	6
2.1.2 Kain-Fritsch (KF)	8
2.1.3 Comparação entre BMJ e KF	9
2.2 Resolução vertical e altura de topo em modelos globais	11
3 METODOLOGIA E DADOS	19
3.1 Modelo GEF	19
3.1.1 Descrição do modelo.....	19
3.1.2 Grade cúbica	22
3.1.3 Grade horizontal.....	23
3.1.4 Coordenada eta.....	24
3.1.5 Topografia	26
3.2 Parametrização de convecção cúmulos	27
3.2.1 Esquema Kain-Fritsch	27
3.2.2 Esquema Betts-Miller-Janjic	33
3.3 Configuração do modelo.....	38
3.4 Experimentos	38
3.5 Métodos de avaliação.....	42
3.6 Dados	46
4 RESULTADOS	47
4.1 Padrão espacial de grande escala.....	47

4.1.1	Precipitação	47
4.1.2	Pressão atmosférica.....	66
4.1.3	Temperatura a 2 metros	71
4.1.4	Temperatura em 850 hPa.....	74
4.1.5	Temperatura em 250 hPa.....	78
4.1.6	Temperatura em 5 hPa.....	82
4.1.7	Escoamento em 5 hPa	86
4.1.8	Escoamento em 250 hPa	91
4.1.9	Escoamento em 850 hPa	96
4.1.10	Altura geopotencial em 500 hPa	100
4.2	Média Zonal.....	104
4.2.1	Temperatura.....	105
4.2.2	Componente zonal do vento.....	111
4.2.3	Componente meridional do vento.....	116
4.2.4	Umidade específica.....	121
5	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	128
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131

1 INTRODUÇÃO

A precipitação é umas das variáveis meteorológicas mais importantes, e quando ocorre com forte intensidade ou em longa duração, podem causar transtornos no dia a dia da população afetada. Os eventos de precipitação extrema têm se tornado mais frequentes em algumas cidades devido às mudanças climáticas (STOCKER et al., 2013). Estes eventos são grandes causadores de desastres, como inundações e deslizamentos. Quando ocorrem em regiões de elevada vulnerabilidade, esses desastres podem se potencializar e causar danos ainda maiores à população.

As complexidades relacionadas ao posicionamento correto e à quantidade da precipitação prevista, afetam a qualidade da previsão de eventos de chuvas intensas. Erros de alguns quilômetros na localização da precipitação podem diferir entre causar ou não, algum dano. Na formação das nuvens e da precipitação, ocorrem processos como, fortes correntes ascendentes e descendentes, liberação de calor devido à condensação e a redistribuição dos fluxos de calor sensível, calor latente e de momento. Esses processos alteram os perfis de temperatura e umidade, o momento e a estabilidade atmosférica, resultando na geração de ondas que afetam o escoamento atmosférico.

Para representar a chuva de origem convectiva e seus processos, os modelos numéricos globais e os regionais utilizam esquemas de parametrização de convecção cúmulos, pois os processos físicos e a formação de precipitação ocorrem em escalas menores do que as grades dos modelos, não podendo ser resolvidos explicitamente na maioria dos modelos numéricos, devido aos custos computacionais. A complexidade dos esquemas de produção de chuva depende dos processos de parametrização de cúmulos e dos processos de microfísica de nuvem (LOPEZ, 2007).

A representatividade da precipitação em modelos atmosféricos está sujeita a erros expressivos devido a diversos fatores, como inconsistência nas condições iniciais e deficiências nas parametrizações de cúmulos e microfísica de nuvens (BÉLAIR e MAILHOT, 2001).

Em resposta ao avanço de estudos observacionais e de modelagem, há atualmente, um crescente interesse no aumento da resolução vertical dos modelos e na elevação de seu topo, modelos “high top”, com a inclusão de mais camadas, mais processos estratosféricos e assimilação de dados de altitude. Esse interesse visa melhor representar a estratosfera e as previsões dos modelos numéricos. Hamilton (2002), Charlton et al. (2004) e Gerber et al. (2012) mostraram que as condições estratosféricas influenciam as condições na troposfera, e que perturbações aplicadas apenas na estratosfera podem levar alguns dias para impactar a circulação na troposfera. Assim, avaliar a influência da estratosfera bem resolvida nos modelos atmosféricos em aprimorar as previsões na troposfera, principalmente com relação à precipitação é uma questão abordada neste presente estudo.

O desempenho computacional de modelos globais pode se tornar uma limitação à medida que se aumenta a resolução espacial. Latinović (2018) executou o modelo “Global Eta Framework” (GEF) (ZHANG e RANČIĆ, 2007) no supercomputador Cray XE, com resolução horizontal de 25 km, 38 níveis verticais, utilizando apenas 600 núcleos de processamento. O autor obteve um dia de simulação em aproximadamente 6 minutos, indicando o custo computacional extremamente modesto do modelo. O GEF é baseado no modelo regional Eta (MESINGER et al., 2012). Nesse trabalho, foi utilizado o modelo GEF para estudar a influência da resolução vertical na representação da convecção cúmulos.

1.1 Objetivos

Este trabalho tem por objetivo estudar a influência da resolução vertical e dos esquemas de parametrização de convecção Betts-Miller-Janjic (BMJ) (JANJIC, 1994) e de Kain-Fritsch (KF) (KAIN, 2004) no desempenho do modelo GEF.

Este trabalho está organizado da seguinte forma: No Capítulo 2, é apresentada uma revisão bibliográfica de trabalhos relacionados à parametrização convectiva, à resolução vertical e à altura do topo de modelo. No Capítulo 3, é apresentada a metodologia contendo a descrição da configuração usada no modelo GEF e dos esquemas de parametrização de convecção cúmulos. O capítulo contém também a descrição dos experimentos e as métricas de avaliação. No Capítulo 4 são apresentados os resultados, e o Capítulo 5, as conclusões.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo contém a revisão bibliográfica de estudos que utilizaram os esquemas de parametrização de convecção Betts-Miller-Janjic (BMJ) (JANJIC,1994) e Kain-Fritsch (KF) (KAIN, 2004). A revisão também contém trabalhos sobre resolução vertical e altura do topo dos modelos atmosféricos.

2.1 Parametrização de convecção cúmulos

A convecção cúmulos, além de produzir precipitação, atua em transportar calor para altos níveis da atmosfera, redistribuir a umidade e estabilizar a atmosfera. Quando ocorre em uma área suficientemente grande, pode gerar circulação atmosférica de grande escala, afetando áreas distantes da convecção.

Devido à baixa resolução em que a grande maioria dos modelos atmosféricos operam, a convecção é um processo que precisa ser parametrizado. Para representar este processo de subgrade, é preciso utilizar as variáveis já resolvidas na grade do modelo. A parametrização de cúmulos consiste em uma alternativa para incluir os processos de subgrade nas escalas do modelo, elaborada para representar os fluxos convectivos e a condensação ou evaporação associados. Perfis de temperatura e umidade do modelo são alterados pelo esquema de parametrização devido aos fluxos convectivos e pela precipitação. A formulação da parametrização cúmulos vêm sendo aprimorada através de diversos esquemas, como Fritsch e Chappell (1980), Betts (1986), Kain e Fritsch (1993) e Janjic (1994).

A representação adequada dos processos de subgrade que envolvem a formação da precipitação não é uma tarefa simples. Modelos atmosféricos apresentam dificuldades para representar tais processos e os esquemas de parametrização de convecção cúmulos são representações numéricas aproximadas para gerar a precipitação. Diversos estudos têm mostrado que mudanças e ajustes na parametrização de convecção têm impactos na acurácia das simulações da precipitação (SELUCHI e CHOU, 2000; TRUONG et al., 2009; GOMES, 2010; RODRIGUES, 2014; MOURA, 2016).

Estudos como Vaidya (2006) e Rozante e Cavalcanti (2008) enfatizaram os impactos de diferentes esquemas de convecção sobre a precipitação convectiva, alterando sua distribuição espacial e a intensidade dos valores simulados. A conclusão geral desses estudos é que o desempenho do modelo é altamente dependente da estação do ano, da região geográfica e do fenômeno meteorológico associado. Estudos como aqueles de Kain et al. (2001) utilizaram os esquemas de convecção de BMJ e KF, e concluíram que a utilização de vários esquemas em conjunto, fornecem resultados úteis, pois um esquema tende a compensar a deficiência do outro.

No modelo regional Eta do CPTEC, a parametrização cúmulos de BMJ tende a subestimar a precipitação mais intensa (CHOU et al., 2007), enquanto que, a parametrização cúmulos de KF tende a superestimar a precipitação (ROZANTE e CAVALCANTI, 2008; GOMES, 2010). Por esse motivo, é interessante testar um conjunto de simulações utilizando as parametrizações de convecção cúmulos de KF e BMJ no modelo GEF, para obter distribuições acuradas de precipitação.

A seguir é apresentada uma revisão de estudos utilizando as parametrizações de Betts-Miller-Janjic (BMJ) (subseção 2.1.1) e Kain-Fritsch (KF) (subseção 2.1.2), e de estudos que comparam o desempenho desses dois esquemas (Subseção 2.1.3).

2.1.1 Betts-Miller-Janjic (BMJ)

Diversos trabalhos testaram, ajustaram e avaliaram a parametrização de BMJ no modelo Eta do CPTEC (SELUCHI e CHOU, 2000; CHOU et al., 2007; GOMES, 2000 e RODRIGUES, 2014), com objetivo de identificar os erros e melhorar os resultados de simulações de precipitação.

Mudanças nos parâmetros do esquema BMJ e na ordem de chamada dos esquemas convectivos e de microfísica Ferrier, geraram resultados diferentes para a precipitação, alterando tanto a distribuição espacial quanto a quantidade. Quando o esquema de microfísica é chamado antes do esquema convectivo,

há maiores precipitações estratiformes, principalmente sobre regiões de topografia elevada (RODRIGUES, 2014). Isso acontece devido à maior atuação da microfísica de nuvens, que encontra maior disponibilidade de umidade na coluna atmosférica, produzindo mais chuva. Por outro lado, ajustes nos parâmetros do déficit de pressão de saturação resultaram em um aumento significativo da precipitação convectiva sobre o topo da montanha. Entretanto, mudanças na temperatura de iniciação da nuvem convectiva em função da altitude, geraram resultados espaciais distintos, como aumento da precipitação em regiões de altitudes e redução em regiões de baixa topografia no Sudeste do Brasil (SEB).

Um conjunto de valores dos coeficientes do esquema BMJ, como o déficit de pressão de saturação (DSP) e o parâmetro de estabilidade (W_t), foi testado por Seluchi e Chou (2000) com intuito de representar melhor a precipitação sobre a América do Sul. Os autores encontraram que um perfil termodinâmico de referência mais úmido e menos inclinado sobre o continente melhorou a qualidade da previsão de precipitação, principalmente as de maiores intensidades.

Para a previsão de monção na Índia, Vaiday e Singh (1997), examinaram a sensibilidade dos parâmetros de ajuste do esquema BM, através de experimentos variando um parâmetro e mantendo os outros constantes. Os resultados indicaram que a temperatura na troposfera superior sobre a Índia é sensível aos valores do parâmetro de estabilidade, enquanto que, a previsão da chuva é mais sensível aos valores do déficit de pressão de saturação do que os valores do parâmetro de estabilidade e do período de ajuste convectivo. Gomes (2000) realizou testes com o modelo Eta sobre a América do Sul e observou a dependência geográfica do esquema BMJ, encontrando que um perfil de DSP mais seco, resulta em melhores previsões de convecção no Nordeste do Brasil (NEB) e que um perfil de DSP mais úmido, resulta em melhores previsões de convecção profunda na região Centro-Sul. O autor também concluiu que o esquema BMJ apresentou uma melhor performance para precipitações fracas e moderadas, comparados com o esquema de

parametrização de convecção cúmulos do tipo fluxo de massa proposto por Tiedtke (1989), que representou melhor as precipitações mais intensas.

2.1.2 Kain-Fritsch (KF)

Com objetivo de melhor representar a precipitação, vários trabalhos introduziram modificações no esquema KF original (TRUONG et al., 2009; GOMES, 2010 e MOURA, 2016). Truong et al. (2009) alteraram a função gatilho do esquema KF, com a inclusão de um cálculo do CAPE que leva em consideração a forçante devido às correntes de ar ascendentes. A vantagem desta nova função é que ela foi desenvolvida com base em um mecanismo físico explícito, utilizando menos coeficientes empíricos. Neste estudo, as simulações de chuvas intensas nas províncias montanhosas do centro do Vietnã, indicaram que o esquema modificado, gerou resultados melhores do que a versão original, produzindo nuvens estratiformes maiores e mais profundas, levando a uma quantidade maior de precipitação.

Uma função dependente da resolução horizontal no esquema KF foi proposto por Gomes (2010), com objetivo de controlar a partição entre a precipitação implícita e explícita do modelo Eta, utilizando o esquema de microfísica de nuvens de Ferrier. O autor usou um caso de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) para estudo, e concluiu que o esquema KF apresenta a tendência de superestimar a precipitação total, e aumentar a precipitação com o aumento da resolução horizontal. Com a nova função proposta, foi observada a diminuição da precipitação implícita e aumento da explícita, com o aumento da resolução horizontal.

Moura e Chou (2019) propuseram modificações no transporte de momento convectivo (TMC) do esquema KF, com a inclusão do efeito do gradiente de pressão na escala de nuvem. Os autores avaliaram as modificações nas previsões de chuva do modelo Eta sobre o Sudeste do Brasil (SEB), e seus resultados mostraram que o TMC proposto melhorou a representatividade de chuvas mais intensas, porém o esquema original de KF, representou melhor as chuvas fracas a moderadas. Também no Sudeste, Vasconcellos e Cavalcanti

(2010) avaliaram dois casos de chuva intensa ocorridos na região da Serra do Mar, com o modelo Eta. Os resultados demonstraram que modelo conseguiu simular os máximos de precipitação, contudo, apresentou ligeiros erros quanto ao posicionamento das bandas de precipitação mais intensas. Neste estudo, o modelo simulou bem as características sinóticas, como centro de baixas pressões, gradiente de temperatura e a presença do cavado em altos níveis.

Latinović (2018) avaliou o modelo GEF para simulações nas escalas sazonal e de médio prazo, utilizando a parametrização convectiva de KF. O modelo foi configurado com 38 níveis verticais, topo em 25 hPa, e na resolução horizontal de 25 km para a escala sazonal e de 8 km para aquelas simulações de médio prazo. O autor concluiu que o modelo representa bem o padrão de grande escala da precipitação sazonal, com uma alta correlação espacial entre a simulação do modelo e a reanálise do NCEP para quase todas as variáveis, com valores ligeiramente menores para a precipitação. A precipitação é superestimada sobre algumas regiões oceânicas tropicais e subestimadas sobre regiões continentais tropicais. Para a região da América do Sul, a precipitação média apresenta concordância com observado, com valores subestimados sobre os trópicos. O modelo também conseguiu representar bem o ciclo diário da precipitação sobre grande parte da América do Sul. Para a previsão de médio prazo, o modelo demonstrou capacidade de simular bem os padrões de grande escala no período de até 7 dias.

2.1.3 Comparação entre BMJ e KF

Estudos de comparação das parametrizações de convecção cúmulos, tais como a de BMJ e KF (KAIN et al. 2001; VAIDYA, 2006 e ROZANTE e CAVALCANTI, 2008) têm mostrado que um esquema pode compensar as deficiências do outro esquema. Por exemplo, a precipitação parametrizada pelo esquema de KF, tende a aumentar com o aumento da resolução horizontal (GALLUS, 1999; GOMES, 2010) e é mais eficiente para simular a precipitação extrema, porém desloca em diversos quilômetros o seu máximo (GALLUS, 1999; VASCONCELLOS e CAVALCANTI, 2010). Por outro lado, a precipitação

parametrizada pelo esquema de BMJ, tende a diminuir com o aumento da resolução horizontal (GALLUS, 1999) e apresenta melhor performance para precipitações fracas e moderadas (GOMES, 2000).

Vaidya (2006) testou o desempenho das parametrizações convectivas de KF e BMJ no modelo “*Atmospheric Regional Prediction System (ARPS)*” sobre a região de monção indiana para quatro casos de perturbações meteorológicas: uma área de baixa pressão, uma depressão de monção e dois ciclones tropicais. O estudo mostrou que o esquema BMJ produziu os melhores resultados em três casos, com taxas de precipitação mais suaves em todos os casos.

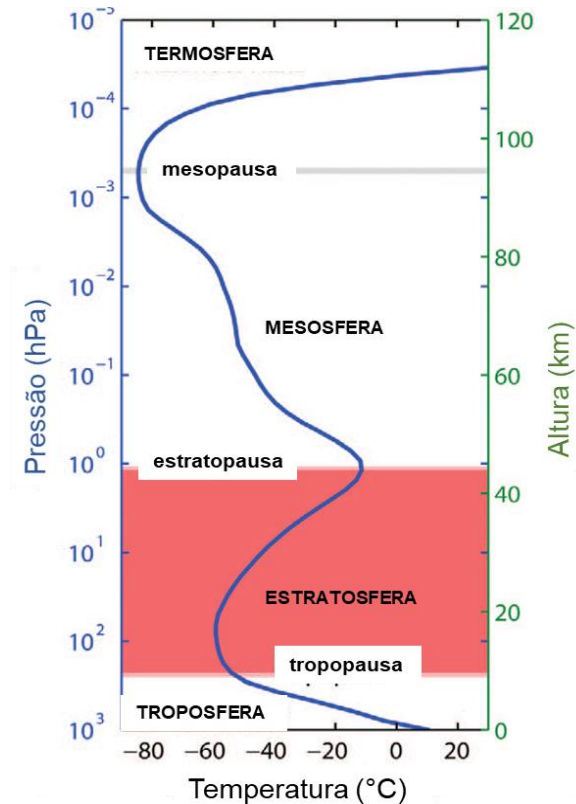
Rozante e Cavalcanti (2008) avaliaram o desempenho do modelo Eta, na região típica de ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) a leste dos Andes na América do Sul. Os resultados mostraram que os impactos da parametrização de convecção cúmulos dependem do tamanho da área e da duração da análise, indicando que KF deve ser utilizado em casos de precipitação concentrada em pequenas áreas, como ocorrem nos SCM. Por outro lado, em casos de chuvas leves e em grandes áreas deve se utilizar BMJ.

Kumar et al. (2010) avaliaram as parametrizações convectivas de KF, BMJ e Grell-Devenyi (GD) no modelo “*Weather Research and Forecasting (WRF)*” para simular eventos de chuvas intensas associadas a depressões de monções na região indiana. O estudo mostrou que entre as parametrizações convectivas usadas, o esquema BMJ produziu os melhores resultados, representando as características de larga e mesoescala do sistema de precipitação de monções. Entretanto, Oliveira (2014) realizou estes mesmos esquemas com o modelo WRF em eventos de ciclogêneses no Sudeste da América do Sul (AS), e seus resultados mostraram através do índice estatístico *BIAS score* que o esquema KF produziu uma maior área de chuva, enquanto que as simulações com o esquema BMJ obtiveram uma área menor, principalmente nos limiares de chuva moderada a forte.

2.2 Resolução vertical e altura de topo em modelos globais

A atmosfera terrestre é dividida em várias camadas com características termodinâmicas e composições distintas. A Figura 2.1 ilustra o perfil vertical de temperatura de cada camada, bem como as respectivas escalas de pressão (hPa) e altitude (km). A troposfera, camada mais baixa da atmosfera, é a camada mais importante para a meteorologia, pois nela ocorrem a maioria dos fenômenos meteorológicos. Essa camada é caracterizada termodinamicamente por diminuição da temperatura com a altura, indicando uma camada instável. A estratosfera, camada termicamente estável, é representada por aumento da temperatura com a altura. Entre a troposfera e a estratosfera, existe uma zona de transição, chamada de tropopausa. As demais camadas da atmosfera em ordem crescente de altura são a mesosfera de perfil termodinâmico instável e a termosfera de perfil estável.

Figura 2.1 – Estrutura Vertical da Atmosfera.



Fonte: Adaptado de Gerber et al. (2012).

Assim como a troposfera, a estratosfera também é suscetível a mudanças violentas, como oscilações no vento e na temperatura, em comparação com as mudanças experimentadas pelas mais fortes frentes em superfície (SCHERHANG, 1952). Brewer (1949) e Dobson (1959) revelaram a existência de uma circulação meridional do Equador aos polos, depois conhecida como Circulação de Brewer-Dobson. A circulação de Brewer-Dobson pode transportar aerossóis para cima nos trópicos espalhando para os extratropicais nos dois hemisférios na estratosfera. Mudanças nos gradientes de temperatura estratosférica podem afetar o acoplamento das ondas atmosféricas entre a troposfera e a estratosfera, impactando a superfície regionalmente (KODERA e KURODA, 2002). O aumento do gradiente de temperatura é causado pela absorção de radiação ultravioleta pelo ozônio nas regiões da estratosfera superior e estratopausa, intensificando a corrente de jato de oeste. A oscilação de aproximadamente 28 meses dos jatos de leste e de oeste na estratosfera tropical, conhecida como Oscilação Quase-Bienal (QBO), afeta a circulação em baixos níveis, modulando a propagação de ondas planetárias ascendentes nos extratropicais (THOMPSON et al., 2002). Outros fenômenos estratosféricos, como os Vórtices polares, também afetam a troposfera (THOMPSON et al., 2002).

Uma visão tradicional antiga acreditava que as variações na escala de tempo e na escala de clima na estratosfera eram controladas fortemente pelos processos na troposfera, e que as influências estratosféricas na troposfera eram de pouca importância. Atualmente, estudos como de Charlton et al. (2004) e Jung e Barkmeijer (2006), evidenciam que a estratosfera desempenha papel na troposfera, mostrando que erros nas condições iniciais e perturbações estratosféricas afetam a circulação na troposfera.

Modelos globais com maior resolução vertical e com topo elevado (high top), tendem a resolver melhor os processos estratosféricos (GERBER et al., 2012), levando a melhores previsões à superfície. Entretanto, esses modelos têm dificuldades em capturar as altas velocidades do escoamento estratosférico e a representatividade das camadas adicionais, devido às restrições computacionais associadas à circulação estratosférica.

Estudos comparam modelos com uma estratosfera bem resolvida com aqueles com uma resolução vertical bastante grosseira na estratosfera, com objetivo de avaliar os campos dinâmicos troposféricos simulados. Contudo, permanece a incerteza das diferenças entre os modelos na representatividade dos processos estratosféricos mais importantes. A seguir é apresentada uma breve revisão bibliográfica deste assunto.

Charlton et al (2004) estudaram a sensibilidade das previsões troposféricas às condições iniciais estratosféricas no modelo do “*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*” (ECMWF). O modelo utilizou a resolução horizontal de T255 e vertical de 60 camadas verticais. Os autores concluíram que condições iniciais na estratosfera mal especificadas como, por exemplo, o posicionamento e a intensidade do fluxo zonal, e os aquecimentos súbitos, afetam a troposfera em escalas de tempo relevantes para previsão do tempo de médio prazo (maior que cerca de 10 dias), mostrando que as condições iniciais estratosféricas têm efeito estatisticamente significativo na qualidade das previsões no tempo na troposfera.

Jung e Barkmeijer (2006) realizaram testes de sensibilidade na forçante do vórtice polar estratosférico em simulações do modelo ECMWF, durante o inverno. O modelo foi configurado na resolução horizontal TL 95 (~1.875°) e vertical com 60 níveis, sendo metade dos níveis localizados acima da tropopausa e com topo próximo a 0,1 hPa. Os autores encontraram que as perturbações aplicadas apenas na estratosfera podem levar alguns dias para impactar a circulação na troposfera.

Scaifer et al. (2011) utilizaram os modelos climáticos “*Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM)*” e “*ECHO-G Middle Atmosphere Model (EGMAM)*”, e compararam suas versões padrões com versões com melhor representação da estratosfera. Os autores mostraram como mudanças na circulação estratosférica têm um papel significativo nas mudanças do clima futuro nos extratropicais, através de mudanças na circulação troposférica e alterações na precipitação de inverno no Hemisfério Norte. Projeções de mudanças climáticas durante o inverno do hemisfério norte, podem ser

diferentes em modelos que possuem uma boa representação da atmosfera média em comparação daqueles modelos que não possuem, alterando os padrões de precipitação, da pressão ao nível médio do mar e consequentemente das tempestades. Modelos com melhor representatividade da estratosfera resultam em projeções de aumento das chuvas extremas no inverno.

Gerber et al. (2012) revisaram estudos recentes que relacionam variações na estratosfera ao tempo e ao clima à superfície. Os autores também avaliaram 2 conjuntos de dados de vários modelos. Um primeiro conjunto com cerca de 10 modelos com estratosfera bem resolvida, participante do “*Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5)*”, e o segundo conjunto do projeto “*Stratosphere Resolving Historical Forecast Project (Strat-HFP)*”, formado por modelos sazonais que resolviam bem a estratosfera. Os autores mostraram evidências de que a estratosfera desempenha um papel importante na variabilidade natural e na resposta do sistema terrestre. Desta forma, uma melhor representatividade da estratosfera pode melhorar as previsões de curto prazo e fornecer desempenho adicional nas previsões de escala sazonal.

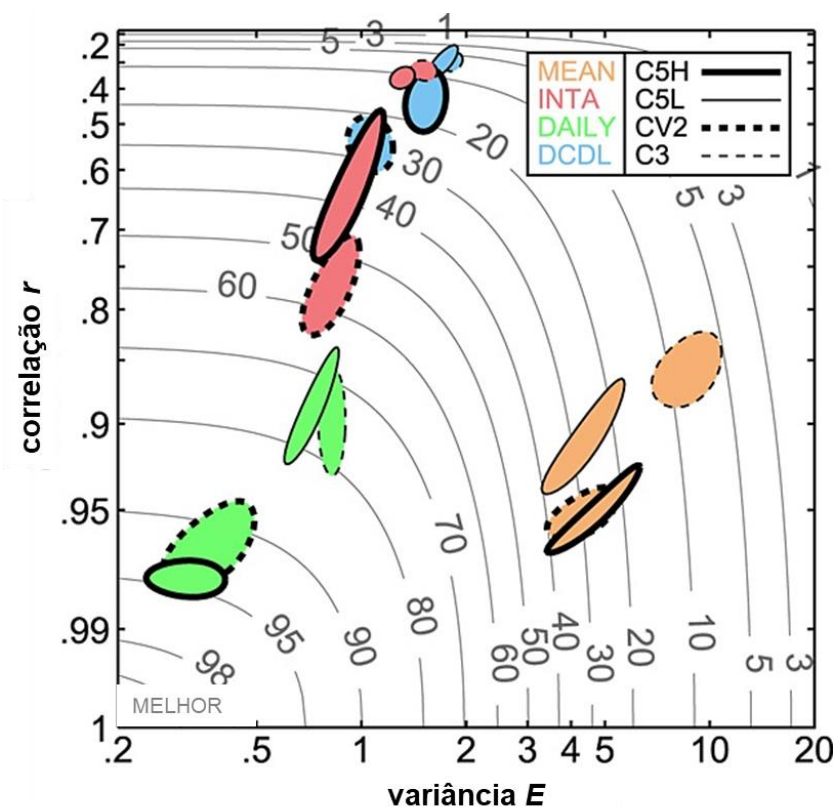
Hardiman et al. (2012) investigaram a importância de se usar um modelo de circulação geral com uma estratosfera bem resolvida, e a influência sobre o clima a superfície. Simulações do CMIP5 de modelos “*high-top*” do “*Met Office Unified Model*” foram comparadas com modelos “*low-top*”, diferindo apenas na extensão e na resolução vertical acima de 15 km (~115 hPa). O modelo “*high top*” tinha 60 níveis verticais e limite superior a 84 km de altitude, e o modelo “*low-top*” tinha 38 níveis verticais e limite superior a 39 km de altitude. O período das simulações correspondeu ao período 1960-2002 e foi comparado com observações e reanálises do ECMWF. Os autores concluíram que uma estratosfera bem resolvida reproduz melhor as teleconexões atmosféricas do clima da superfície, como a resposta ao El Niño – Oscilação Sul, OQB e aquecimentos súbitos estratosféricos no inverno.

O modelo ECHAM6 (STEVENS et al., 2013) foi configurado nas resoluções verticais de 47 e 95 níveis, diferindo a alta troposfera da baixa estratosfera,

com topo até 0,01 hPa ou aproximadamente 80 km, e com resoluções horizontais que variavam de T31 a T255. Foram comparadas várias configurações do modelo, com diferentes resoluções horizontais e verticais. Uma melhor resolução vertical na atmosfera média levou a uma redução nos erros sistemáticos da temperatura na alta troposfera, e a uma melhor representação da atmosfera média e seus modos de variabilidade.

Charlton-Perez et al. (2013) descreveram as principais diferenças nas simulações de clima e variabilidade estratosférica com modelos “*high-top*” e “*low-top*” para o CMIP5. Ao considerar o conjunto do CMIP5, fica evidente a grande variedade de topos, resoluções verticais e processos físicos parametrizados na estratosfera. A Figura 2.2 mostra 4 aspectos examinados pelos autores: a média de longo prazo (*MEAN*) e variabilidade nas escalas: de tempo sinótica/diária (*DAILY*), interanual (*INTA*) e decadal (*DCDL*). C5H se refere ao conjunto dos modelos do CMIP5 de topo alto (“*high-top*”), C5L é o conjunto dos modelos do CMIP5 de topo baixo (“*low-top*”), CV2 é o modelo chamado CCMVal-2 e o C3 é o conjunto dos modelos do CMIP3. Nota-se que o conjunto CMIP5 “*high-top*” apresenta para todas as três escalas de tempo de variabilidade simulações de desempenho melhor do que o CMIP5 “*low-top*”, isto é, possuindo valores de correlação maiores e de variância menores. Dentre os vários tipos de simulações, a variabilidade sinótica (verde) têm melhor desempenho, principalmente para o CMIP5 “*high-top*”. A variabilidade decadal é a de menor desempenho pelos modelos CMIP5, com pouca diferença entre os conjuntos “*high-top*” e “*low-top*”. Os autores concluíram que o conjunto “*low-top*” apresenta variabilidade estratosférica muito fraca nas escalas de tempo diárias e interanuais e que eventos de intenso aquecimento súbitos na estratosfera são subestimados. A falta de variabilidade estratosférica nos modelos “*low-top*” também afeta o acoplamento troposfera-estratosfera, onde modelos “*high-top*” reproduzem mais acuradamente as interações entre estas duas camadas atmosféricas.

Figura 2.2 – Desempenho de simulação (90 °S - 90 °N, 100–10 hPa) para diferentes conjuntos de modelos e variabilidade climática. Os melhores conjuntos de desempenho estão localizados no canto inferior esquerdo. Contornos cinzentos mostram a pontuação de habilidade S (em%), que combina E e r em um único índice [SPARC CCMVal, 2010].



Fonte: Adaptado de Charlton-Perez et al. (2013).

Atualmente, vários centros meteorológicos estão adicionando uma melhor representatividade da estratosfera para as previsões de curto prazo, sazonais e de longo prazo. Um exemplo para previsão de médio prazo são os modelos “*High Resolution Atmospheric Model (HRES)*” e “*Ensemble Atmospheric Model (ENS)*” do ECMWF. O modelo HRES possui resolução horizontal de aproximadamente 9 km, 137 níveis verticais e topo em 0,01 hPa, com alcance de previsão de até 10 dias. O modelo ENS possui resolução horizontal de aproximadamente 18 km, 91 níveis verticais e topo em 0,01 hPa, com alcance de previsão de até 15 dias (ECMWF, 2018).

Tendo em vista o papel que a estratosfera desempenha na troposfera, neste trabalho serão realizados testes com aumento da resolução vertical no modelo GEF, com objetivo de avaliar o desempenho do modelo na representação da convecção e nos demais campos meteorológicos.

3 METODOLOGIA E DADOS

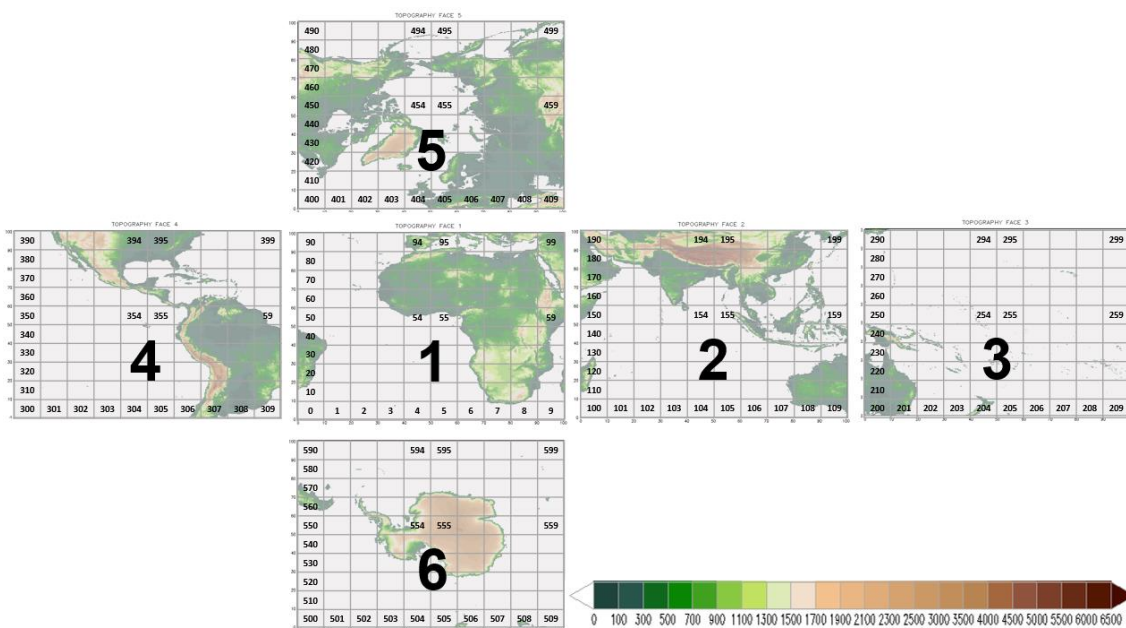
Neste capítulo é apresentado uma descrição do modelo “*Global Eta Framework (GEF)*”, utilizado neste estudo (subseção 3.1). Uma descrição mais detalhada das parametrizações convectivas de Kain-Fritsch (KF) e Betts-Miller-Janjic (BMJ), utilizadas nos experimentos, será fornecida (subseção 3.2). Também serão apresentadas a configuração do modelo utilizado neste estudo (subseção 3.3), a descrição dos experimentos (subseção 3.4) e os métodos de avaliação dos experimentos (subseção 3.5).

3.1 Modelo GEF

3.1.1 Descrição do modelo

Neste trabalho será utilizado o modelo Global Eta Framework (GEF) desenvolvido por Zhang e Rančić (2007), que é um modelo atmosférico global, baseado em coordenadas curvilíneas gerais e, portanto, capaz de funcionar em várias grades esféricas retangulares. O modelo GEF origina do modelo regional Eta, combinado com a técnica da grade quase-uniforme da esfera. O GEF representa a união de seis modelos regionais Eta integrados simultaneamente, um em cada lado do cubo, fornecendo uma estrutura global. A Figura 3.1 mostra a distribuição dos 6 modelos regionais Eta, formando a estrutura global.

Figura 3.1 – Topografia, estrutura da ordem da união dos 6 modelos Eta regional e a divisão dos 600 processadores utilizados nesse trabalho.



Fonte: Produção do Autor.

O modelo Eta foi originalmente desenvolvido pela Universidade de Belgrado em parceria com o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia e se tornou operacional no “*National Centers for Environmental Prediction (NCEP)*” em 1993 (BLACK, 1994). Este modelo foi instalado no Centro de Previsão e Estudos Climáticos (CPTEC) em 1996 (CHOU et al., 1996), com a finalidade de complementar a previsão numérica de tempo que é realizada desde o início de 1995 com o modelo de circulação geral atmosférico (MCGA). O modelo Eta tem recebido atualizações em sua dinâmica e física (MESINGER et al., 2012). Já o modelo GEF foi instalado no CPTEC em 2010, e atualmente está em desenvolvimento a versão não-hidrostática deste modelo.

O modelo GEF, assim como o modelo Eta, trata os processos físicos de subgrade através de esquemas de parametrizações. Algumas técnicas numéricas requerem modificações, ou substituições adequadas, devido ao uso de coordenadas curvilíneas. O modelo resolve as misturas turbulentas na atmosfera através do esquema de Mellor Yamada (MELLOR e YAMADA, 1982)

no nível de fechamento 2.5, em que a energia cinética turbulenta é prevista. As trocas de energia à superfície se baseiam na teoria de similaridade de Monin-Obukhov e utilizam as funções de estabilidade de Paulson (PAULSON, 1970). O tratamento dos fluxos radiativos na atmosfera foi desenvolvido pelo “*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)*”, onde a radiação de onda curta se baseia no esquema de Lacis e Hansen (1974) e a radiação de onda longa se baseia no esquema de Fels e Schwarzkopf (1975). As taxas de aquecimento ou resfriamento devido aos processos radiativos são recalculadas a cada hora de integração numérica. A hidrologia do modelo é representada pelo esquema NOAH (EK et al., 2003). O esquema possui 4 camadas no solo e utiliza 12 tipos de solo, e a cobertura vegetal difere em 12 tipos. A temperatura e a umidade da superfície do solo são previstas pelo esquema de superfície NOAH, descrito em Chen et al. (1997) e Ek et al. (2003). A temperatura da superfície do mar é prescrita pela análise do NCEP.

A parte da precipitação e das nuvens estratiformes são representadas pelo esquema de Ferrier et al. (2002) que trata diferentes tipos de hidrometeoros. A precipitação convectiva é tratada pelo esquema de Kain-Fritsch (KAIN e FRITSCH, 1993; KAIN, 2004). Foi instalado neste projeto o esquema de Betts-Miller (1986), modificado por Janjic (1994). Em uma seção posterior será detalhada estes esquemas convectivos.

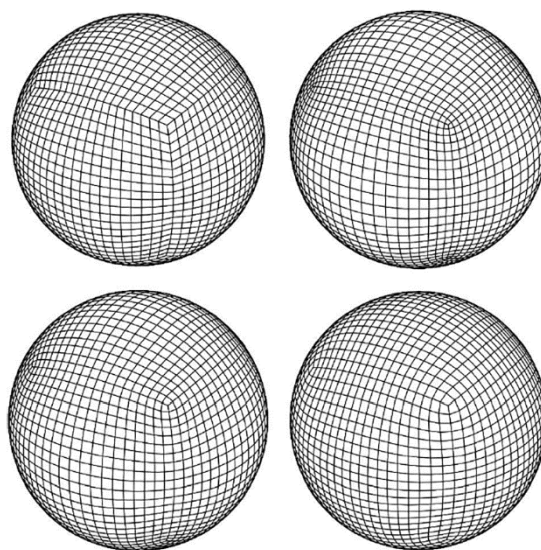
As variáveis prognósticas do modelo GEF são as mesmas do modelo regional Eta: temperatura do ar, umidade específica, vento, pressão à superfície, energia cinética turbulenta, umidade e temperatura do solo e água líquida ou gelo das nuvens.

3.1.2 Grade cúbica

Com intuito de evitar o problema da singularidade nos polos da maioria dos modelos globais espectrais, que utilizam as coordenadas padrões latitude-longitude, o modelo GEF segue na linha de vários estudos que utilizam a grade esfera em cubo. A grade padrão latitude-longitude requer a aplicação de filtragem de Fourier nos polos, o que degrada a eficiência computacional. Sadourny (1972) sugeriu a aplicação da grade esfera em cubo, cuja topologia era promissora para um aumento importante da eficiência computacional nos modelos de circulação geral da atmosfera. A simetria geométrica e uniformidade da grade tornaram essa grade muito atraente para aplicação do paradigma da computação paralela. As coordenadas horizontais das grades cúbicas são rigorosamente distantes das singularidades, enquanto que perto das singularidades, a restrição de conformalidade é quebrada e as coordenadas tornam-se curvilíneas. A fim de descrever corretamente os fluxos em grades quase-uniformes, as equações governantes precisam ser expressas em um sistema de coordenadas curvilíneas (SADOURNY, 1972).

A Figura 3.2 mostra a evolução da grade, através de vários estudos que sugerem melhorias e aplicações. Rančić et al. (1996) e McGregor (1996) projetaram uma esfera em cubo conformal; Ronchi et al. (1996) encontraram uma nova maneira de usar a esfera em cubo gnomônica original de Sadourny; Purser e Rančić (1998) sugeriram uma melhoria da esfera em cubo conformal, introduzindo uma versão suavizada da grade cúbica, com maior espaçamento mínimo da grade e, conseqüentemente, aumentando a área onde a ortogonalidade não é aplicável. Estas modificações foram utilizadas na primeira versão do GEF em 2007 (ZHANG e RANČIĆ, 2007). A versão atual do modelo, utiliza uma melhoria adicional na grade que fornece “área igual” sem descontinuidades angulares nas bordas do cubo, através da técnica de Jacobiano Unificado (RANČIĆ et al., 2017).

Figura 3.2 – Esferas cúbicas: (a) Painel superior esquerdo: gnomônica (SADOURNY, 1972); (b) painel superior direito: conformal (RANČIĆ et al., 1996); (c) painel inferior esquerdo: suavizada (SM) (PURSER e RANČIĆ, 1998); (d) painel inferior direito: Jacobinano Unificado (UJ).

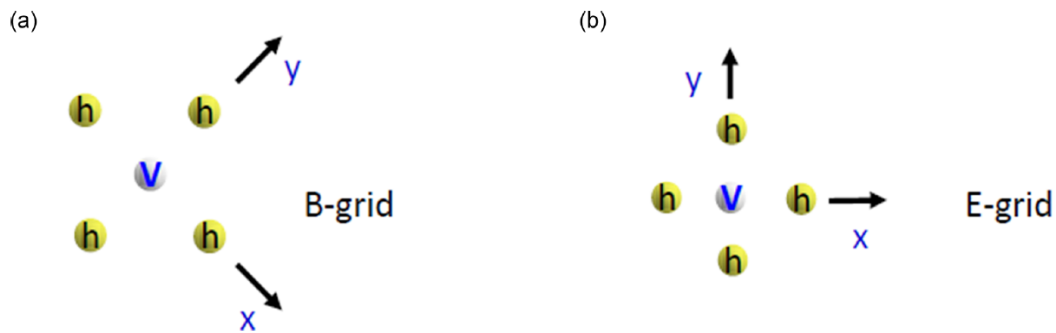


Fonte: Rančić et al. (2017).

3.1.3 Grade horizontal

A grade “*semi-staggered*” B de Arakawa (ARAKAWA e LAMB, 1977) é a base da estrutura horizontal do modelo GEF. Um exemplo da estrutura da grade B, bem como a grade E utilizada no modelo Eta é apresentada na Figura 3.3. Cada ponto “h” representa uma variável de massa, tal como temperatura ou umidade, enquanto que cada ponto “v” define as componentes horizontais do vento. A distância “d” é o espaçamento entre dois pontos de “h” ou “v” adjacentes, e a magnitude desta distância é comumente usada para definir a resolução horizontal do modelo.

Figura 3.3 – Grades do tipo B (a) e do tipo E (b) de Arakawa.



Fonte: Latinović et al. (2017).

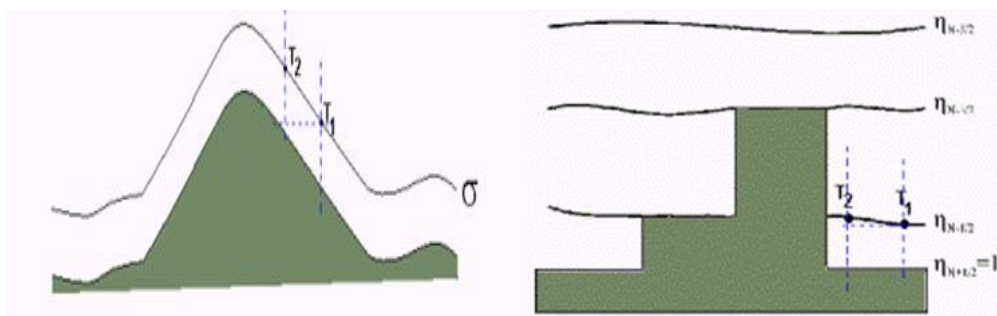
A grade B simplifica substancialmente a indexação em comparação com a grade E. Como a grade B é igual à grade E rotacionada por um ângulo de 45° , é possível aplicar os mesmos esquemas numéricos que são eficientes no modelo Eta de grade E. Supõe-se que as linhas de coordenadas principais (x,y) estão alinhadas diagonalmente. Este método de aplicação de esquemas numéricos da grade E à grade B foi descrito por Janjić (1984). Os pontos onde as variáveis escalares são definidos na grade B são colocados ao longo dos limites entre os lados do cubo. Essa escolha reduz os erros no cálculo da Força do Gradiente de Pressão nas bordas do cubo, conforme apontado por Rančić et al. (1996).

3.1.4 Coordenada eta

A coordenada vertical utilizada pelo modelo GEF é a coordenada eta (η) desenvolvida por Mesinger (1984), com intuito de reduzir problemas que ocorrem na coordenada sigma (PHILLIPS,1957) em regiões montanhosas. A vantagem desta coordenada em relação à sigma é que as superfícies da coordenada eta são aproximadamente horizontais, o que reduz os erros nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais, como a advecção, difusão horizontal e principalmente o gradiente de pressão, que é

termo dominante na equação do momento. Estes erros são significativos em regiões de montanhas íngremes como é o caso da Cordilheira dos Andes na América do Sul. Com isso, o problema da falsa contribuição para o gradiente de pressão que acontece na coordenada sigma em regiões montanhosas é reduzido e as derivadas horizontais são calculadas na direção correta, tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas. A exemplo da coordenada sigma, a coordenada eta também é baseada na normalização da pressão, varia entre 0 e 1, o que proporciona vantagens na solução das equações governantes da atmosfera numa forma relativamente mais simples. Outra vantagem da coordenada eta é que os topos das montanhas coincidem com as coordenadas do modelo (MESINGER, 1984). A Figura 3.4 mostra a estrutura e as diferenças entre as coordenadas sigma e eta.

Figura 3.4 – Esquema de coordenadas sigma e eta.



Fonte: Adaptado de Chou (2011).

A formulação matemática da coordenada eta é definida como:

$$\eta = \left(\frac{P - P_T}{P_{SFC} - P_T} \right) * \eta_{SRF} \quad (3.1)$$

Em que,

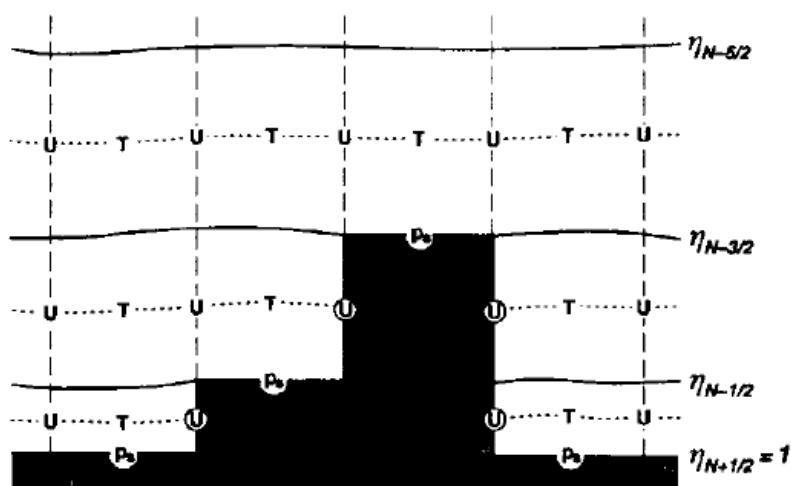
$$\eta_{SRF} = \left(\frac{P_{REF}(Z_{SFC}) - P_T}{P_{REF}(0) - P_T} \right) \quad (3.2)$$

onde P_T representa a pressão no topo do domínio do modelo, P_{SFC} e Z_{SFC} representam respectivamente, a pressão e altitude em superfície. P_{REF} é a pressão de referência que é função da distância acima do nível do mar de uma atmosfera padrão. O primeiro termo da Equação 3.1 é a definição padrão da coordenada sigma. Já o segundo termo representa a conversão da coordenada sigma em eta, em função apenas de x e y.

3.1.5 Topografia

A topografia do modelo GEF é representada por degraus discretos cujos topos coincidem com as interfaces das camadas do modelo. As variáveis de massa e do vento horizontal são distribuídas no meio das camadas, enquanto que a velocidade vertical e energia cinética turbulenta são representadas nas interfaces das camadas. Cada degrau possui um ponto de massa e de vento no centro e quatro pontos de velocidade e energia cinética turbulenta nos vértices. Os pontos de ventos que estão situados nos vértices de cada degrau são tidos como zero. Assim como no modelo regional Eta, as variáveis são escalonadas verticalmente usando uma distribuição de Lorenz, com as componentes de temperatura e momento definidos no meio das camadas e a velocidade vertical nas interfaces entre as camadas. A Figura 3.5 mostra uma seção vertical idealizada onde a topografia e as superfícies η são representadas.

Figura 3.5 – Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (u, T, ps).



Fonte: Black (1994).

A altura de cada degrau é obtida a partir do método de silhueta (BLACK, 1994) e as alturas das interfaces das camadas do modelo são previamente determinadas de acordo com a atmosfera padrão. A distribuição da resolução vertical é especificada de acordo com o modelo. Para maiores informações do método de silhueta, vide artigo de Black (1994).

3.2 Parametrização de convecção cúmulos

As próximas subseções apresentam brevemente os esquemas de parametrização cúmulos de Kain e Frisch (KF) e Betts-Miller-Janjic (BMJ), que serão utilizados nesse trabalho.

3.2.1 Esquema Kain-Fritsch

A parametrização Kain-Fritsch é um esquema do tipo fluxo de massa lagrangeano, que simula o entranhamento e detranhamento nas correntes convectivas para permitir uma interação entre a nuvem e o ambiente (KAIN e

FRITSCH, 2004). Sua formulação foi derivada do esquema de parametrização convectiva de Fritsch-Chappell (FRITSCH e CHAPPELL, 1980) e possui três partes fundamentais: i) função gatilho, que identifica as camadas com potencial convectivo e calcula a flutuabilidade da parcela, os efeitos de entranhamento e detranhamento; ii) formulação do fluxo de massa, que representa os fluxos convectivos e por último iii) fechamento, que redistribui a massa na coluna, diminuindo a energia potencial inicial disponível para a convecção (CAPE). A seguir é apresentado um breve resumo das partes fundamentais do esquema extraído de Kain e Fritsch (1990) e Kain (2004).

3.2.1.1 Função gatilho

A função gatilho é a primeira etapa do esquema, onde o modelo identifica as camadas fontes de corrente ascendente (*Updraft Source Layers – USLs*). A primeira camada, com base na superfície e espessura de 60 hPa, é testada com o objetivo de identificar a presença de uma USL. Identifica-se o Nível de Convecção por Levantamento (NCL) da camada e calcula-se uma perturbação de temperatura (δT_{vv}). Observações sugerem que o desenvolvimento convectivo tende a ser favorecido pelo movimento vertical do ambiente (FRITSCH e CHAPPELL, 1980). Portanto δT_{vv} é calculado proporcionalmente à magnitude do movimento vertical w_g , dado pela eq. (3.3):

$$\delta T_{vv} = k[w_g - c(z)]^{\frac{1}{3}} \quad (3.3)$$

onde k é uma constante unitária igual a 4,64 com dimensões $K.s^{1/3} \cdot cm^{-1/3}$, w_g é uma aproximação da velocidade vertical no NCL ($cm.s^{-1}$) e $c(z)$ é a velocidade vertical do ponto inicial dada por:

$$c(z) = \begin{cases} w_0 \left(\frac{Z_{NCL}}{2000} \right), & Z_{NCL} \leq 2000 \\ w_0, & Z_{NCL} > 2000 \end{cases} \quad (3.4)$$

onde $w_0 = 2 \text{ cm.s}^{-1}$ e Z_{NCL} é a altura do NCL em relação ao solo (m).

A temperatura da parcela no NCL (TNCL) é somada com δT_{vv} e comparada com a temperatura ambiente (TENV), com intuito de verificar se há possibilidade de formação convectiva. O uso do termo de perturbação, δT_{vv} , permite de forma eficaz eliminar a maioria das parcelas candidatas à convecção profunda, o que é eficiente computacionalmente.

Quando $\delta T_{vv} + TNCL < TENV$, a parcela encontra-se mais fria que o ambiente, possuindo flutuabilidade negativa e, portanto, esta camada é descartada para a convecção. A base da camada é movida para um outro nível superior e repete-se o procedimento para tentar encontrar uma possível USL. Quando $\delta T_{vv} + TNCL > TENV$, a parcela encontra-se mais quente que o ambiente, possuindo flutuabilidade positiva e logo a camada USL foi encontrada e é usada para iniciar a convecção. Nessa fase, a parcela se eleva a partir do seu NCL com sua temperatura (não perturbada), umidade e com velocidade vertical derivada da perturbação δT_{vv} (w_{p0}). O valor desta velocidade vertical inicial é baseado na equação da flutuabilidade da parcela e é dada por:

$$w_{p0} = 1 + 1.1[(Z_{NCL} - Z_{USL})\delta T_{vv}/T_{ENV}]^{1/2} \quad (3.5)$$

onde Z_{USL} é altura da base da USL.

Acima do NCL, a velocidade vertical da parcela é estimada usando o método Lagrangeano da parcela, incluindo os efeitos do entranhamento, detranhamento e o efeito da água líquida na flutuabilidade (FRANK e COHEN, 1987; BECHTOLD et al., 2001). Quando a corrente ascendente muda o sentido, a profundidade da nuvem é determinada e deve ser maior que uma profundidade mínima (D_{min}) específica da nuvem, para que a convecção profunda seja ativada. O valor de D_{min} é calculado em função da TNCL e varia tipicamente entre 2 a 4 km, seguindo a relação:

$$D_{min} = \begin{cases} 4000, & T_{NCL} > 20^{\circ}C \\ 2000, & T_{NCL} > 0^{\circ}C \\ 2000 + 100T_{NCL}, & 0^{\circ} \leq T_{NCL} \leq 20^{\circ}C \end{cases} \quad (3.6)$$

Se a corrente ascendente não superar o mínimo, a base do USL é movida para uma camada acima e todo processo é reiniciado. Este processo é reiniciado até que a camada apropriada seja encontrada ou até atingir a altura máxima de 300 hPa acima da superfície, onde o processo é finalizado e a convecção profunda não é iniciada e a convecção rasa é ligada. As nuvens rasas convectivas são ativadas sempre quando o esquema determina que a flutuabilidade da corrente ascendente pode formar a nuvem, mas não pode determinar a profundidade mínima para a convecção profunda.

3.2.1.2 Formulação do fluxo de massa

A formulação do fluxo de massa do esquema de KF representa as correntes ascendentes e descendentes usando um modelo de nuvem e de taxas de entranhamento e detranhamento, de forma que a temperatura potencial equivalente e o vapor d'água são entranhados e detranhados, produzindo trocas de temperatura, umidade e momentum com o ambiente. Para compensar o fluxo de massa na coluna, a convecção gera uma subsidência no ambiente (KAIN e FRISTCH, 1990).

As taxas de entranhamento e detranhamento da corrente ascendente são inversamente proporcionais, com altas taxas de entranhamento favorecidas por elevada flutuabilidade da parcela e ambientes úmidos, e altas taxas de detranhamento favorecidas por baixa flutuabilidade da parcela e ambientes secos. A corrente ascendente possui uma taxa de entranhamento mínima (Mee) que foi adicionada para produzir diluição na parcela e assim não causar fortes convecções em regiões de baixa instabilidade e de pouca umidade. O valor de Mee deve ser igual ou superior a 50% do ar total do ambiente que mistura na corrente ascendente (δMe), onde:

$$\delta M_e = \frac{M_{u0}(-0,3\delta p)}{R} \quad (3.7)$$

onde, M_{u0} é definido como fluxo de massa do updraft na base da nuvem dado por $M_{u0} = A\rho w p_0$, δp é o intervalo de pressão da camada e o R é o raio da nuvem dependente da magnitude da velocidade vertical no NCL, sendo:

$$R = \begin{cases} 1000, & W_{KL} < 0 \\ 2000, & W_{KL} > 0 \\ 1000(1 + \frac{W_{KL}}{10}), & 0 \leq W_{KL} \leq 10 \end{cases} \quad (3.8)$$

onde W_{KL} é definido com a diferença entre w_g e $C(z)$, termo entre colchetes na equação (3.3). O raio da nuvem só possui variação profunda. Para convecção rasa R assume um valor fixo de 1500 m.

A equação (3.7) caracteriza a taxa da massa do ar ambiente que entra na corrente ascendente, contudo ela não dá informações sobre os efeitos que causará nas características do fluxo de massa ascendente. Conhecendo que a troca de massa ocorre em uma região de transição entre a nuvem e o ambiente, temos que a taxa total de massa (δM_t) é definida como:

$$\delta M_t = \delta M_u + \delta M_e \quad (3.9)$$

onde δM_u é a taxa de massa da corrente ascendente da nuvem e δM_e é a taxa do ambiente.

Para uma melhor especificação da corrente ascendente na formulação do fluxo de massa e como são calculados seus demais termos, vide artigo Kain e Fritsch (1990).

É importante ressaltar que, como discutido na seção anterior, a corrente ascendente também é importante para identificar a profundidade mínima específica da nuvem, D_{min} , para que a convecção profunda seja alcançada. Já as correntes descendentes são formadas pela interação do ar ambiente que entrinhou na nuvem durante as trocas de ar com a corrente ascendente. As correntes descendentes são abastecidas pela evaporação de condensado que

é gerado dentro da corrente ascendente. A massa de ar entranhada é mais fria e seca, possuindo densidade superior à massa de ar da nuvem e logo gerando movimentos subsidentes. O entranhamento é encerrado quando o fluxo entra na USL e então inicia-se o detranhamento. Durante sua trajetória a corrente descendente troca massa com o ambiente externo.

Segundo Kain (2004) a nova versão do modelo inicia as correntes descendentes dentro de uma camada *Downdraft Source Layer* (DSL), localizada entre 150 e 200 hPa acima da USL. A corrente descendente é considerada saturada acima da base da nuvem e possui perfil decrescente de umidade relativa de 20% por km abaixo da base da nuvem. Quando o ar da nuvem se torna mais quente que o ambiente ou quando o fluxo alcança a superfície, a corrente descendente é finalizada. Assim, o perfil vertical do fluxo de massa da corrente descendente (DMF) tem um máximo no topo da USL e reduz a zero tanto superior ou inferior a esse ponto. A magnitude do DMF no topo da USL é especificada em função do fluxo de massa ascendente (UMF) e da umidade relativa dentro da DSL.

$$\frac{-DMF_{USL}}{UMF_{USL}} = 2 * (1 - \overline{RH}) \quad (3.10)$$

onde, \overline{RH} representa a umidade relativa média na DSL.

Os fluxos de massa do ambiente são produzidos para compensar os transportes ascendentes e descendentes, de modo que o fluxo de massa convectivo líquido na coluna seja nulo.

3.2.1.3 Hipótese de fechamento

A hipótese de fechamento do esquema Kain-Fritsch considera que a atividade convectiva é baseada na quantidade da Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE). O esquema reorganiza a massa da coluna usando as correntes ascendentes, descendentes e os fluxos de massa do ar ambiente até que pelo menos 90% do CAPE seja removido da convecção profunda (KAIN e

FRITSCH, 1990). O CAPE é calculado inicialmente a partir do levantamento da parcela não diluída, com as características encontradas na USL e é removido pelo efeito combinado de baixar a temperatura potencial equivalente (θ_e) no USL e de aquecer o ambiente no topo.

3.2.2 Esquema Betts-Miller-Janjic

A parametrização Betts-Miller-Janjic (BMJ) é um esquema de ajuste convectivo desenvolvido por Betts-Miller (1986) e modificado por Janjic (1994). O esquema calcula a quantidade de precipitação considerando o perfil termodinâmico do fluxo da camada limite, e é fundamentado na suposição que em situações convectivas, as estruturas verticais de temperatura e umidade nos modelos de grande escala são fortemente controladas pela convecção. Baseia-se na ideia de que quando a atmosfera possui um “*lapse-rate*” instável, em condições secas, a mistura ocorre espontaneamente e provoca o estado final de “*lapse-rate*” neutro; já em condições saturadas, ocorre a condensação e o estado final é um “*lapse-rate*” neutro úmido. O esquema resolve tanto a convecção profunda quanto a convecção rasa. A atmosfera é relaxada na direção de um perfil vertical de referência prescrito. O perfil termodinâmico de referência corresponde a um estado de quase-equilíbrio fixo para todo o ambiente, obtido empiricamente com base em um conjunto de observações tropicais de diferentes regiões ao redor do mundo.

Inicialmente, através do levantamento da parcela, é determinado a base da nuvem e seu topo, calculando a profundidade e conseqüentemente o tipo da nuvem. A base da nuvem é definida como o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) e o topo é definido como o Nível de Equilíbrio (NE) seguindo a razão adiabática úmida a partir da base da nuvem. Se a profundidade for superior a 290 hPa a convecção é considerada profunda e se for inferior, a convecção é considerada rasa.

O perfil de referência é construído através da integral da variação da temperatura (T) e umidade (q) da base ao topo da nuvem, segundo a equação (3.11)

$$\int_{base}^{topo} (c_p \Delta T - L \Delta q) = 0 \quad (3.11)$$

onde c_p representa o calor específico, ΔT a variação de temperatura, L o calor latente e Δq a variação de umidade, conservando a entalpia.

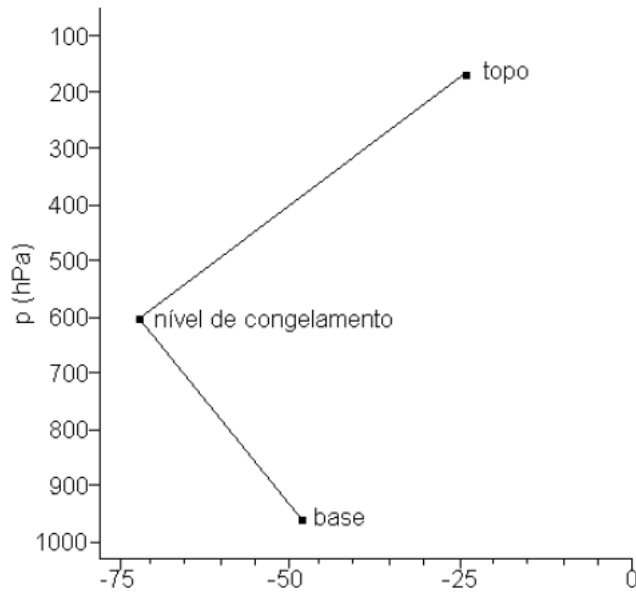
Os principais componentes do esquema BMJ são a construção do perfil termodinâmico de referência, onde inclui os perfis de temperatura (T_{ref}) e de umidade (Q_{ref}), e a especificação da escala de tempo de relaxamento (τ).

Betts e Miller (1986) sugerem três parâmetros de ajuste dos perfis de referência que são:

- **Tempo de Ajuste Convectivo (τ)**. É o tempo de relaxação para a remoção da instabilidade convectiva encontrada na coluna, ou seja, é o tempo que a convecção cúmulos responde à forçante de grande escala.
- **Déficit de Pressão de Saturação (DSP)**. É uma medida de saturação e determina o perfil de referência de umidade (Q_{ref}). O DSP representa o quanto a pressão de uma dada parcela deve ser reduzida por levantamento para que a parcela atinja a saturação.

Este parâmetro é definido na base da nuvem (DSPB), no nível de congelamento (DSPO) e no topo da nuvem (DSPT) e é interpolado linearmente nos níveis intermediários. A Figura 3.6 mostra a distribuição vertical do DSP.

Figura 3.6 – Perfil vertical de depressão de saturação (DSP).



Fonte: Rodrigues (2014).

onde DSP é definido como $DSP = P_{sat} - P$ (3.12)

A variação de umidade (Δq) é definida como:

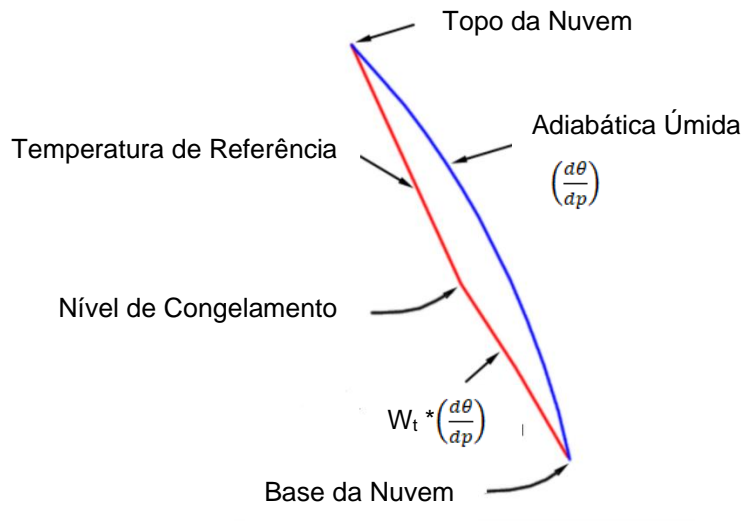
$$\frac{\Delta q}{\Delta t} = \frac{q_{ref} - q}{\tau} \quad (3.13)$$

onde Δt é a variação temporal, q é a umidade, q_{ref} é a umidade de referência e τ é o tempo de relaxamento de 3000 à 3600s.

- **Coeficiente de Estabilidade (Wt):** Determina o “lapse-rate” da temperatura de referência (T_{ref}) comparada com a curva adiabática úmida.

A Figura 3.7 mostra o perfil da Temperatura de Referência (T_{ref}).

Figura 3.7 – Perfil de referência de temperatura.



Fonte: Rodrigues (2014).

A taxa de resfriamento da T_{ref} é baseada na seguinte formulação:

$$= 0.9 * \frac{\Delta T}{\Delta P} \quad (3.14)$$

A variação de temperatura (ΔT) é definida como:

$$\frac{\Delta T}{\Delta t_{cnu}} = \frac{T_{ref} - T}{\tau} \quad (3.15)$$

onde Δt é a variação temporal, T é a temperatura, T_{ref} é a temperatura de referência e τ é o tempo de relaxamento de 3000 à 3600s.

Janjic (1994) verificou a partir do esquema de Betts e Miller (1986) que em certas regiões o esquema apresentava precipitações espúrias, principalmente sobre o oceano. Tal motivo era influenciado pela dependência dos perfis a diferentes regimes de umidade, possuindo uma dependência geográfica. Em relação aos perfis de referência de temperatura, estes possuem características

bastante semelhantes, sem a dependência geográfica. Janjic propôs a introdução no esquema de um parâmetro que represente o regime de precipitação profunda para a região de interesse, denominado de “Eficiência de Nuvem” (E), que relaciona a produção de precipitação e modifica os perfis de referência. Tal parâmetro modifica os perfis de referência e o tempo de ajuste convectivo, τ , e é usado para produzir chuvas fortes em sistemas maduros de longa duração.

O tempo de ajuste convectivo, τ , é aumentado (diminuído) quando a função da eficiência F(E) é reduzida (aumentado), seguindo a formulação:

$$\tau' = \frac{\tau}{F(E)} \quad (3.16)$$

onde F(E) é definido como:

$$F(E) = F_1 + (E - E_1) \left(\frac{F_2 - F_1}{E_2 - E_1} \right) \quad (3.17)$$

sendo $F_1=0,70$ e $F_2=1$ constantes determinadas empiricamente e representando os estágios de menor e maior amadurecimento da nuvem, correspondente aos extremos de eficiência da nuvem $E_1= 0,20$ e $E_2= 1$.

As variações de temperatura (ΔT) e umidade (Δq) podem ser redefinidas segundo Janjic (1994) como:

$$\frac{\Delta T}{\Delta t_{cnv}} = \frac{T_{ref} - T}{\tau} * F(E) \quad (3.18)$$

e

$$\frac{\Delta q}{\Delta t_{cnv}} = \frac{q_{ref} - q}{\tau} * F(E) \quad (3.19)$$

onde E varia entre 0,2 a 1,0.

3.3 Configuração do modelo

O modelo foi integrado no modo hidrostático, na resolução horizontal de $0,225^\circ$ (aproximadamente 25 km) e com prazo de 10 dias. As simulações foram realizadas para mês de janeiro de 2018, utilizando apenas 600 núcleos de processamento.

As condições iniciais (CI) foram extraídas do modelo *Global Forecast System* (GFS) na resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ lat x lon. Os dados foram interpolados verticalmente para as superfícies eta e horizontalmente para a grade B de Arakawa. As saídas das previsões foram geradas a cada 6 horas. Como condições de contorno inferior, a temperatura da superfície do Mar (TSM) foi a observada e obtida do NCEP, e a umidade do solo foi a climatológica. O mapa da topografia original foi do *United States Geological Survey* (USGS), com resolução de 1 km, que foi utilizado para gerar a topografia do modelo.

A precipitação implícita é resolvida pelo esquema de microfísica de nuvens de Ferrier et al. (2002). Por outro lado, a precipitação convectiva é resolvida pelos esquemas de Betts-Miller-Janjic e Kain-Fritsch, separadamente.

3.4 Experimentos

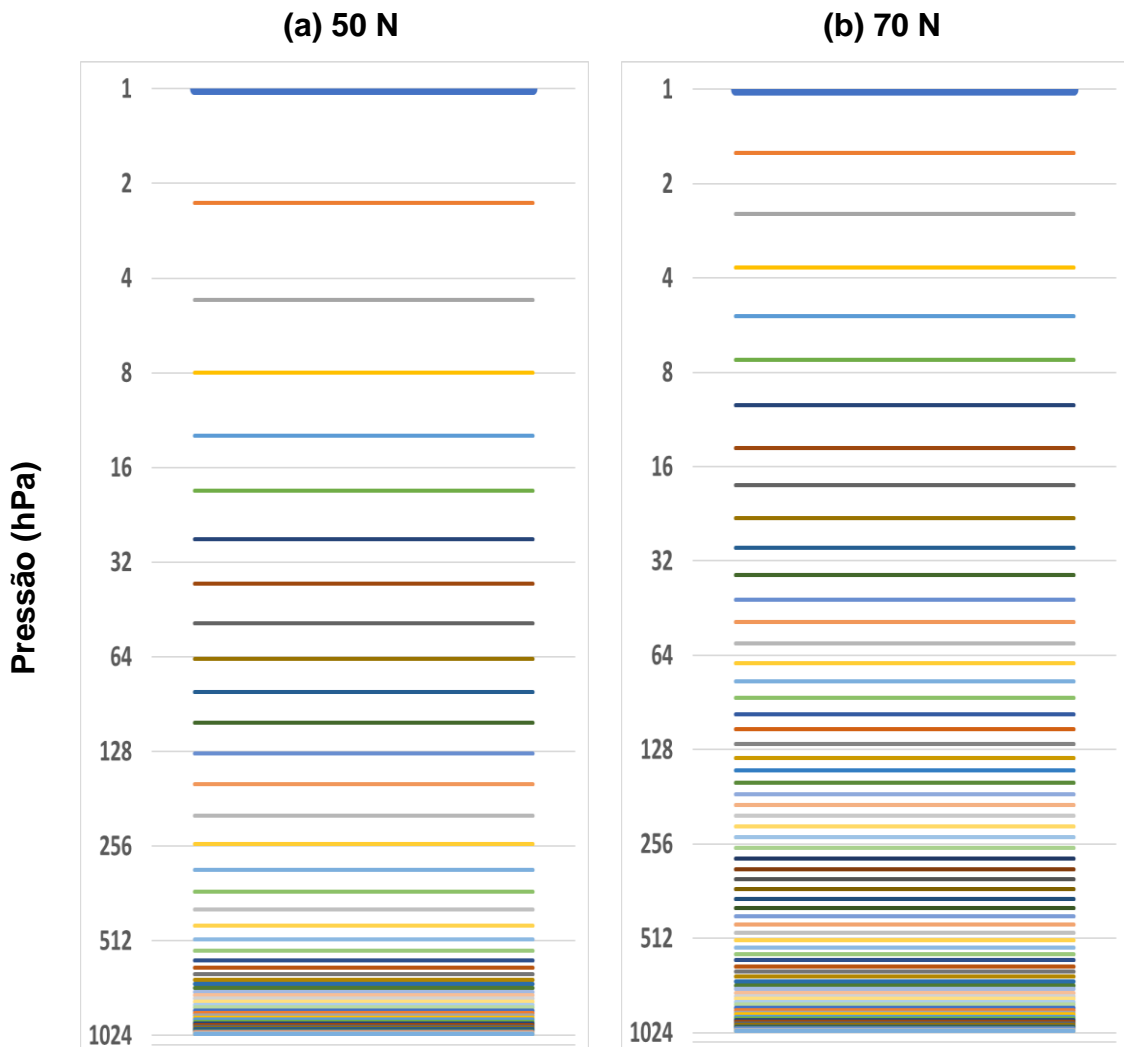
O modelo GEF foi integrado diariamente com prazo de simulação de 10 dias, utilizando as análises do modelo GFS das 00Z, como usado na versão de Latinović (2018). Foram realizadas 124 simulações para o período de 1º a 31 janeiro de 2018.

Neste estudo, os experimentos numéricos realizados foram divididos em quatro fases: a primeira consistiu no aumento dos números de níveis verticais e da altura topo da versão original do modelo GEF (25 hPa e 38 níveis) (LATINOVIĆ, 2018) para 1 hPa e 50 níveis, conseqüentemente na elaboração de novos perfis de espessura de camadas e de CO₂; a segunda fase foi voltada para aumentar a resolução vertical para 70 níveis, mantendo o topo em 1 hPa; já a terceira fase se concentrou na implementação da parametrização convectiva de BMJ no modelo GEF com 50 níveis verticais. Finalmente, na quarta fase foi

direcionada na implementação da parametrização convectiva de BMJ na versão com 70 níveis verticais.

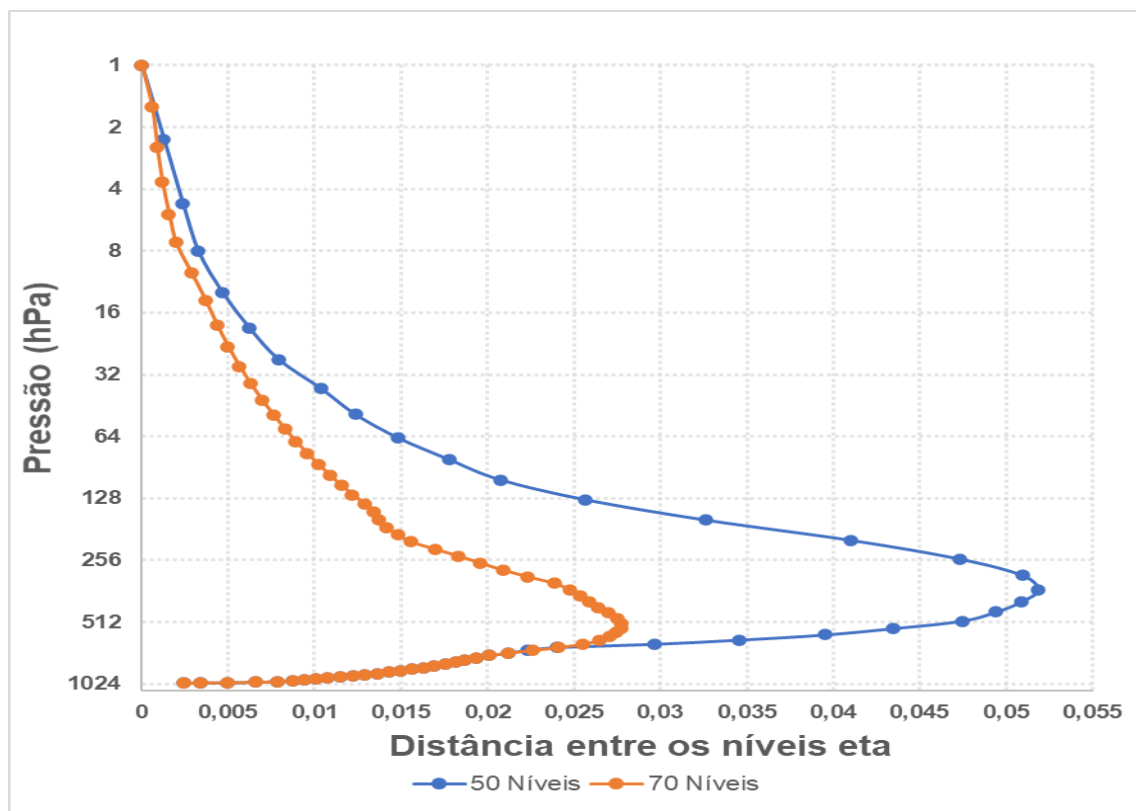
Na Figura 3.8 são apresentadas as configurações da estrutura vertical utilizadas no modelo GEF com 50 e 70 níveis na vertical. O valor da pressão no lado esquerdo indica as posições das camadas de acordo com a atmosfera padrão. A distribuição da espessura das camadas com os níveis de pressão é mostrada na Figura 3.9.

Figura 3.8 - Distribuição vertical das camadas atmosféricas representadas no modelo GEF com 50 níveis (a) e 70 níveis (b). O eixo da pressão está em escala logarítmica.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 3.9 - Distribuição vertical da espessura das camadas atmosféricas representadas no modelo GEF de 50 (azul) e 70 níveis (laranja).



Fonte: Produção do Autor.

Diferente da versão de Latinović (2018), as alterações nos níveis foram realizadas a partir do nível de 600 hPa, com objetivo de evitar diferenças na representatividade da baixa atmosfera.

A primeira camada é configurada com aproximadamente 20 metros. Com o aumento do número de camadas, as distâncias entre os níveis verticais diminuíram. A inclusão de mais níveis, principalmente nas camadas superiores da atmosfera, resulta no melhor detalhamento na estratosfera. Algumas variáveis meteorológicas como, por exemplo, a precipitação, vento, umidade e temperatura são fortemente afetadas pela altitude. Portanto, uma melhor resolução vertical pode influenciar estas variáveis.

A tabela a seguir, sumariza as 124 simulações realizadas neste trabalho.

Tabela 3.1 - Experimentos numéricos.

Experimento	Sigla	Descrição
Experimento 1	KF50N	Esquema KF com 50 camadas verticais
Experimento 2	BMJ50N	Esquema BMJ com 50 camadas verticais
Experimento 3	KF70N	Esquema KF com 70 camadas verticais
Experimento 4	BMJ70N	Esquema BMJ com 70 camadas verticais

A tabela a seguir mostra o tempo aproximadamente de cada dia de simulação dos experimentos no supercomputador Cray do CPTEC.

Tabela 3.2 - Tempo de execução de cada rodada.

Experimento	Tempo de execução (min/dia) com 600 núcleos no Tupã.
KF50N	9 min/dia
BMJ50N	8 min/dia
KF70N	12 min/dia
BMJ70N	11 min/dia

Os experimentos com 70 níveis verticais apresentaram aproximadamente 30% a mais de tempo de integração, para cada dia de simulação. Comparando os esquemas convectivos, verifica-se que os experimentos com a parametrização convectiva de BMJ apresentaram os menores tempos, principalmente com 50 níveis. Logo, a configuração BMJ50N é aparentemente a configuração mais eficiente computacionalmente.

3.5 Métodos de avaliação

Os experimentos foram avaliados de modo subjetivo e objetivo, visando identificar erros sistemáticos nas alterações da resolução vertical, sobre a precipitação, e também nos outros campos do modelo, como por exemplo: o escoamento em altos níveis, altura geopotencial, escoamento em 850 hPa, temperatura e a pressão ao nível médio do mar.

Foram avaliados o quinto e nono dia de cada simulação. O prazo de integração de 10 dias teve a finalidade de alcançar a escala temporal de médio prazo. As simulações iniciaram às 00Z e, portanto, finalizaram as 00Z do 10º dia. Para comparar com observações de precipitação, que são acumuladas as 12Z, foram utilizadas as previsões do 9º dia por serem as mais próximas do final do prazo das simulações. Além disso foram incluídas na avaliação as previsões da metade do prazo de integração, as previsões do 5º dia. As médias do quinto dia (132 h) foram calculados das 12Z de 6 de janeiro de 2018 a 12Z de 5 de fevereiro de 2018. O nono dia (228 h) foram calculados das 12Z de 10 de janeiro de 2018 e 12Z de 9 de fevereiro de 2018.

A avaliação subjetiva da precipitação foi realizada através da comparação dos campos previstos com as estimativas de precipitação do “*Climate Prediction Center morphing technique (CMORPH)*” (JOYCE et al., 2004), com o objetivo de verificar se as alterações no modelo reproduziram os fenômenos meteorológicos. Para as demais variáveis, foram utilizados dados da reanálise do “ERA5” (HERSBACH et al., 2019).

A avaliação objetiva foi realizada através de algumas métricas, tais como, o erro médio (BIAS), a Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM), a correlação espacial (r) e o desvio padrão (S) com o objetivo de estabelecer padrões de comportamento entre as simulações e as observações.

A seguir, é apresentado as formulações das métricas estatísticas citadas acima, bem com suas observações.

i. Erro Médio

O erro médio fornece informações do erro de uma variável contínua, indicando se o modelo está subestimando (valor negativo) ou superestimando (valor positivo) o valor observado. Quanto mais próximo de zero, melhor é a simulação do modelo. Sua formulação é a seguinte:

$$\text{Erro Médio} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad (3.23)$$

na qual, P é o valor previsto e O o observado.

ii. Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM)

A REQM é uma medida da magnitude da diferença entre a previsão do modelo e os valores observados, dando a amplitude do erro das previsões. Um valor de REQM igual a zero, corresponde a uma previsão perfeita. A REQM é representada pela seguinte formulação:

$$\text{REQM} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (3.24)$$

na qual, P_i são os valores previstos, O_i são os valores observados e N é o número de previsões nos pontos avaliados.

iii. Correlação Linear Pearson (r)

A correlação é definida com a razão entre a covariância de uma amostra com duas variáveis, pelo produto do desvio padrão destas duas variáveis. O r indica a direção do relacionamento linear entre o modelo e a observação. Quando a correlação é perfeita e positivamente correlacionada, $r=1$. Quando a correlação

é opostamente correlacionada, o valor de r é -1 . Se não houver uma correlação entre as variáveis, r é nulo.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O}_i) - (P_i - \bar{P}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O}_i)^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P}_i)^2}} \quad (3.25)$$

iv. Desvio Padrão (S)

O desvio padrão (S) representa a dispersão de uma série de dados em torno da média. Valores baixos indicam que os dados do conjunto estão próximos da média.

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum (X_i - \bar{X})^2} \quad (3.26)$$

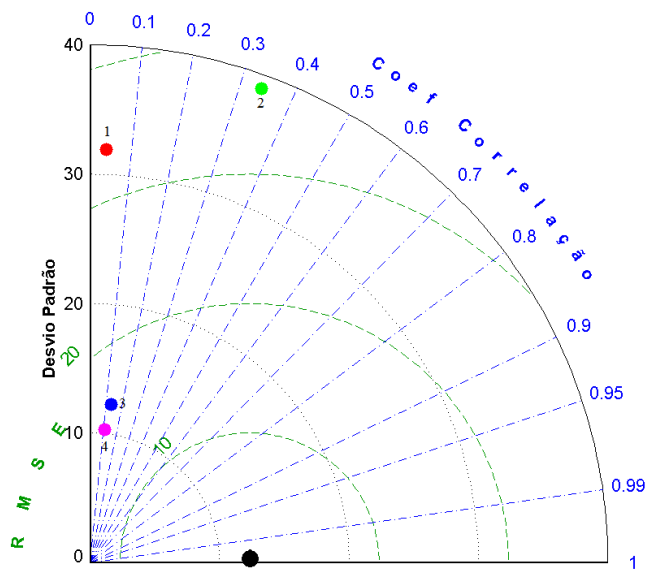
A Equação 3.26 apresenta o desvio padrão de X, onde X pode ser previsão ou observação.

v. Diagrama de Taylor

Com a finalidade de facilitar a análise, os valores de REQM, S e r são mostrados através de diagramas de Taylor (TAYLOR, 2001). Este diagrama fornece um resumo gráfico de quanto cada simulação se aproxima dos valores da observação.

Um exemplo de diagrama de Taylor é mostrado na Figura 3.10.

Figura 3.10 - Exemplo de um diagrama de Taylor mostrando uma análise estatística entre 4 simulações para a variável precipitação. A observação é representada pelo ponto preto e as simulações pelos demais pontos coloridos e numerados.



Fonte: Calado (2018).

Os valores obtidos dos desvios padrão são lidos nos semicírculos pontilhados pretos. As correlações são lidas nos raios tracejados azuis e o REQM nos semicírculos tracejados em verde.

Desta forma, através do diagrama de Taylor podemos comparar visualmente as quatro simulações e definir qual a melhor. Uma simulação perfeita estaria sobre o eixo das abcissas (correlação 1), no centro do semicírculo verde (REQM igual a zero) e desvio padrão igual da observação, ou seja, coincidiria com o ponto preto. Uma melhor previsão é a que mais se aproxima deste ponto. No exemplo, a simulação 4 apresenta os melhores resultados. Maiores informações sobre o diagrama de Taylor podem ser encontradas em Taylor (2001).

3.6 Dados

Para a verificação dos experimentos numéricos os dados utilizados neste estudo foram:

Estimativas de precipitação do satélite *Climate Prediction Center MORPHing method* (CMORPH), com resolução temporal de 3 em 3 horas e resolução espacial de 25 km, entre 60°S e 60°N, para o período de 6 de janeiro de 2018 a 9 de fevereiro de 2018. Foi utilizada a versão do CMORPH mais atual (v1.0 ajustada CMORPH-Adj (NOAA, 2012)). Maiores informações sobre o CMORPH podem ser encontradas em Joyce et al. (2004).

Foram utilizados os dados de pressão ao nível médio do mar, temperatura, umidade específica, geopotencial e componentes meridional e zonal do vento da reanálise do ERA5 (HERSBACH et al., 2019) gerados pelo “*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*”, para avaliação das simulações no período de período de 6 de janeiro de 2018 a 9 de fevereiro de 2018. A resolução espacial dos dados é de 0.3°, o que equivale a aproximadamente 31 km de espaçamento de grade. A frequência temporal utilizada foram os horários sinóticos (00, 06, 12 e 18Z).

4 RESULTADOS

Os resultados estão divididos em 2 seções. A primeira apresenta os padrões de grande escala simulados pelo modelo GEF. Na segunda seção, são avaliadas as médias zonais das estruturas verticais simuladas pelos experimentos.

4.1 Padrão espacial de grande escala

A seguir são apresentados os padrões de circulação de grande escala simulados pelo modelo, através dos campos médios globais para os prazos de previsão de 5 e 9 dias. Foram avaliadas as seguintes variáveis: precipitação, pressão ao nível médio do mar (PNMM), temperatura do ar a 2 metros, temperatura e escoamento em alguns níveis de pressão e altura geopotencial em 500 hPa.

4.1.1 Precipitação

As Figuras 4.1 e 4.2 apresentam os campos médios de precipitação total (mm/dia) para o quinto e nono dia das simulações, respectivamente, para cada experimento e a média do dado observado do CMORPH. Os dados do CMORPH estão disponíveis apenas entre 60°S e 60°N, por isso nestas e nas demais figuras desta subseção, avaliaremos a precipitação no domínio entre aquelas latitudes.

Observa-se que os máximos de precipitação estimados pelo CMORPH estão localizados na região tropical sobre no Oceano Índico, costa sudeste da África, Oceano Pacífico Norte, norte da Austrália, região da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Nas Américas, os máximos estão presentes no Oceano Pacífico Central oriental, nos arredores da América Central, e a leste das Cordilheiras dos Andes.

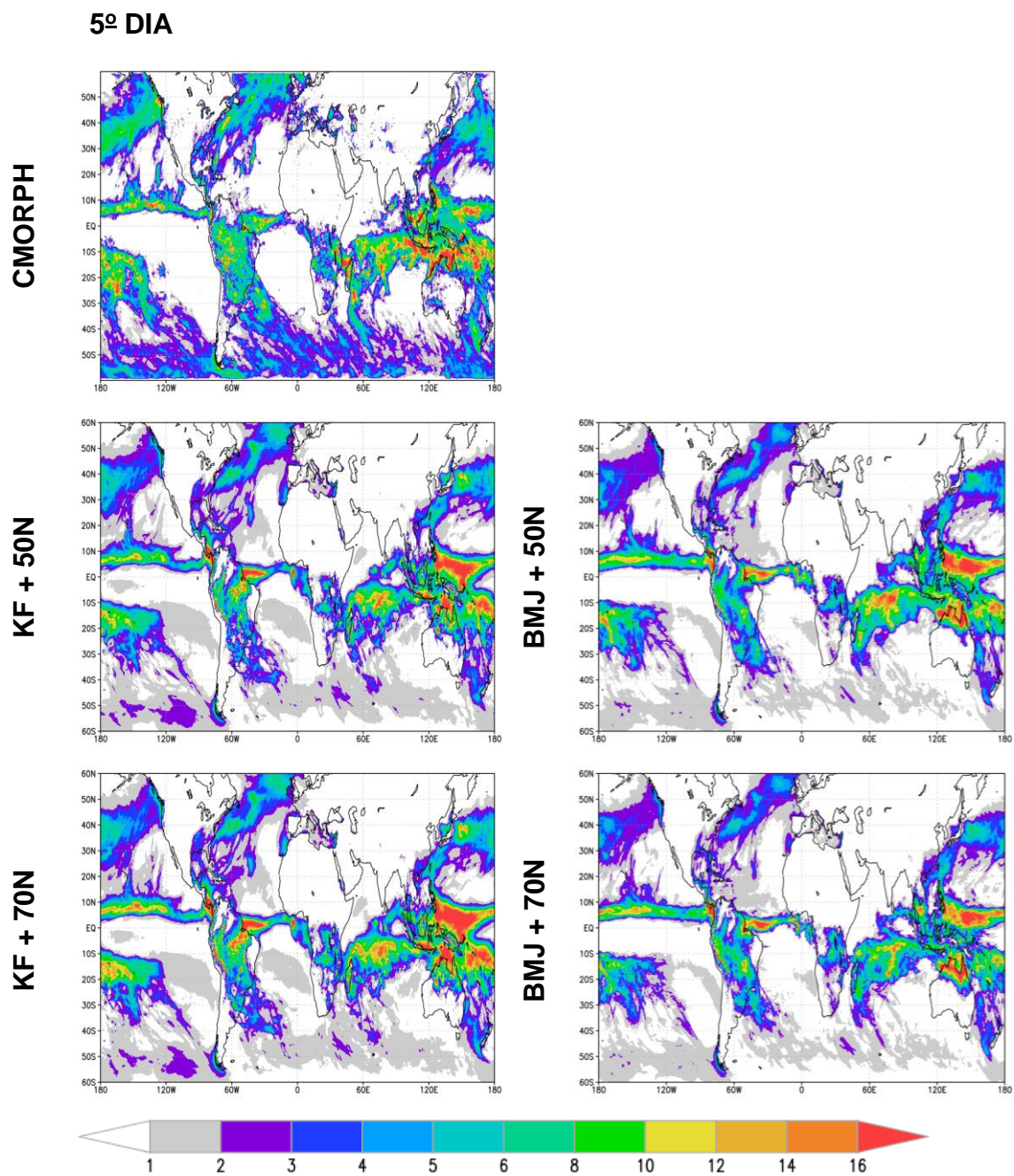
O modelo GEF consegue simular, em todos os experimentos, o posicionamento da ZCIT sobre os oceanos Pacífico, Atlântico e Índico, o

posicionamento da banda de precipitação que se estende desde o sul e leste da Amazônia até o sudoeste do Oceano Atlântico Sul, conhecida como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a ZCPS, que se localiza sobre o oeste do Oceano Pacífico na região da Indonésia, além do acumulado no extremo sul da América do Sul. Porém tendem a simular precipitação fraca sobre boa parte dos oceanos tropicais, não mostradas nos dados do CMORPH e subestimar a precipitação em latitudes médias.

Ao contrário dos resultados de Latinović (2018) para o início da estação chuvosa nos anos de 2011 e 2013, as áreas de precipitação nas latitudes médias do Hemisfério Sul, são subestimadas nestes experimentos. Nessas regiões, a precipitação simulada pelos experimentos aqui mostrados não excede 3 mm/dia. Os máximos de precipitação ao longo das costas orientais dos continentes em latitudes médias do Hemisfério Norte, são devidamente posicionadas, concordando com os resultados de Latinović (2018).

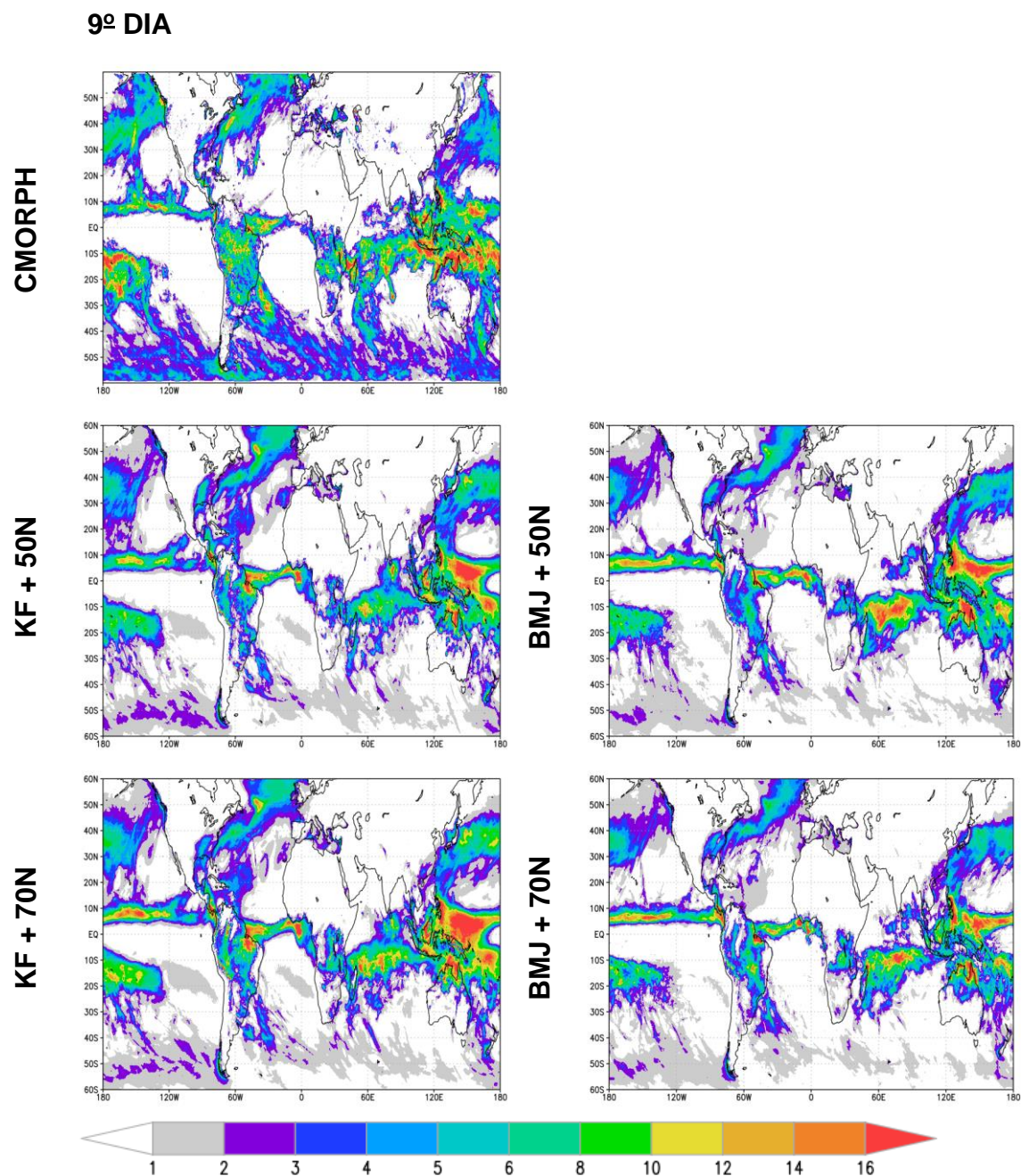
Em concordância com os resultados de Cavalcanti e Rozante (2008), constata-se que os experimentos com a parametrização convectiva de KF tendem a superestimar a precipitação, enquanto os de BMJ tendem a espalhar os valores da precipitação. Verifica-se também nas Figuras 4.1 e 4.2, diminuição da precipitação simulada na região tropical e aumento em latitudes médias do Hemisfério Sul pelo BMJ, e aumento em latitudes médias do Hemisfério Norte pelo KF. Nota-se um ligeiro aumento das intensidades simuladas pelo KF com o aumento da resolução vertical, em ambos os prazos simulados.

Figura 4.1 - Precipitação Total média (mm/dia) para o 5º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.2 - Precipitação Total média (mm/dia) para o 9º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).



Fonte: Produção do Autor.

As Figuras 4.3 e 4.4 apresentam os erros médios entre a precipitação simulada pelos experimentos e observado para o quinto e nono dia de simulação, respectivamente. Ambos os experimentos superestimam a precipitação

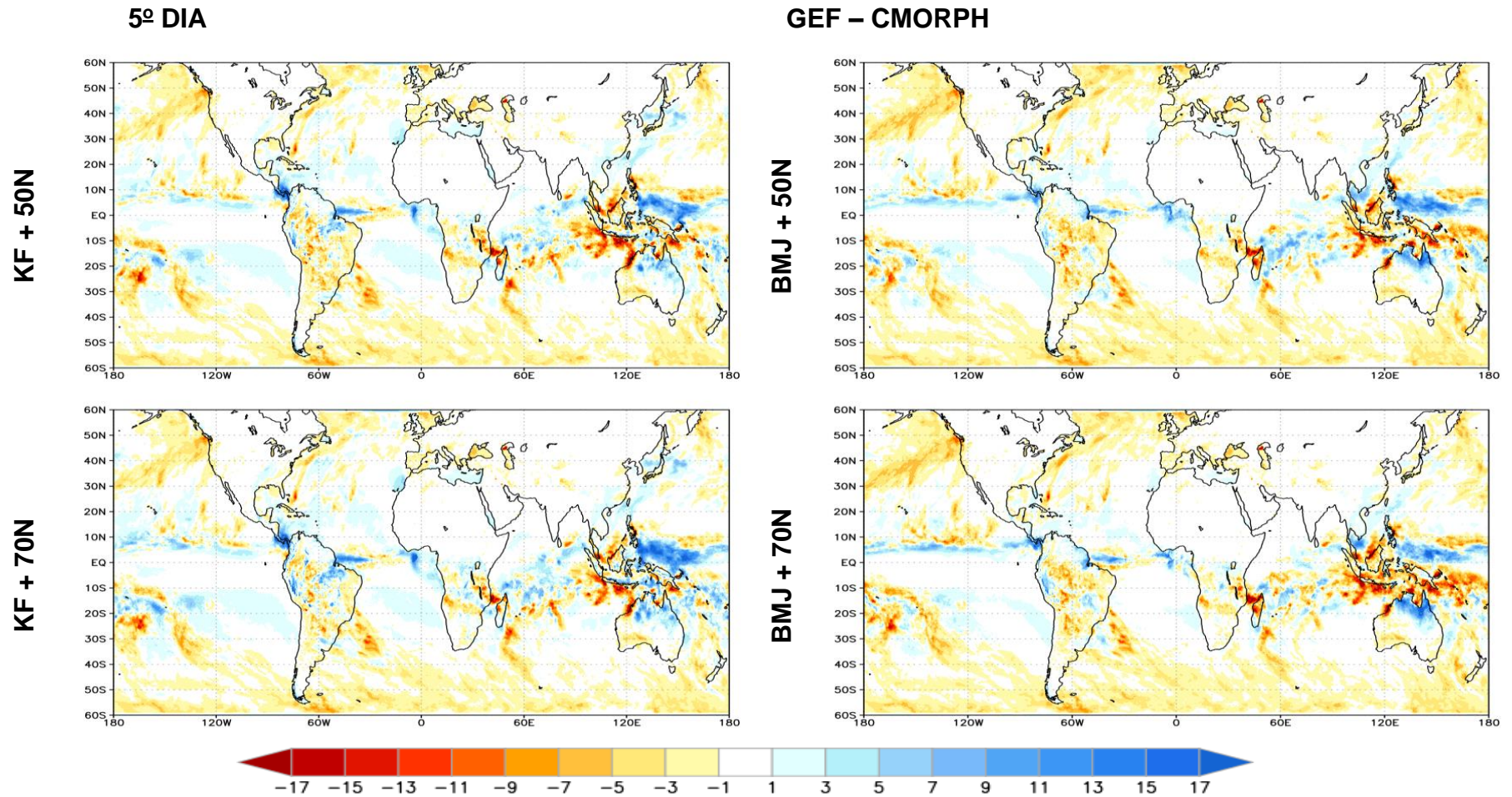
associada à ZCIT no Oceano Pacífico oriental e a precipitação na região da Cordilheiras dos Andes, principalmente nos experimentos com o BMJ. A ZCIT também é superestimada nos experimentos com KF, principalmente no Mar das Filipinas. Nota-se o deslocamento da ZCIT para norte no Oceano Atlântico e para sul, no Oceano Pacífico, em ambos os experimentos. Esse deslocamento é mostrado pelos erros positivos ao norte e negativos ao sul da banda de precipitação observadas da ZCIT. Também se verifica superestimativa da precipitação no Golfo do Guiné. A precipitação simulada na região da ZCAS no Atlântico é subestimada nos experimentos.

A intensidade da precipitação ao longo da costa orientais dos continentes em latitudes médias do Hemisfério Norte é melhor representada pelo esquema convectivo de KF, com menores valores de viés. Os experimentos com KF superestimam a precipitação na região da Amazônia oriental, principalmente as simulações com 70 níveis. Ambos os experimentos subestimam a precipitação nas latitudes médias dos dois hemisférios. As maiores subestimativas são encontradas no sudeste da África, na região da Indonésia, boa parte da América do Sul central, incluindo a costa do sudeste do Brasil e a região da ZCPS. A precipitação é superestimada na região dos Andes tropical, na Amazônia oriental, na bacia do Rio da Prata, norte da Austrália e na costa noroeste da África. Muitos destes erros também foram encontrados por Xie et al. (2012) em suas rodadas de curto prazo com as versões 4 e 5 do modelo climático "*Community Atmospheric Model (CAM)*". Latinović (2018) também encontrou em seus experimentos, vieses negativos sobre a região amazônica e na bacia do Rio do Prata. Segundo Yin et al. (2013), os modelos globais têm vieses negativos nessas duas regiões. Figueroa et al. (2016) avaliou a performance de duas versões do esquema convectivo de Grell e Dévény (2002) no Modelo Global Brasileiro (BAM) do CPTEC na região tropical e encontrou excesso de precipitação nas regiões oceânicas tropicais, sobre os Andes e precipitações espúrias perto de montanhas em altas latitudes, em suas simulações de 7 dias durante o verão austral.

Os resultados simulados de precipitação no nono dia (Figura 4.4) mostram o crescimento dos erros, quando as diferenças dos esquemas convectivos são

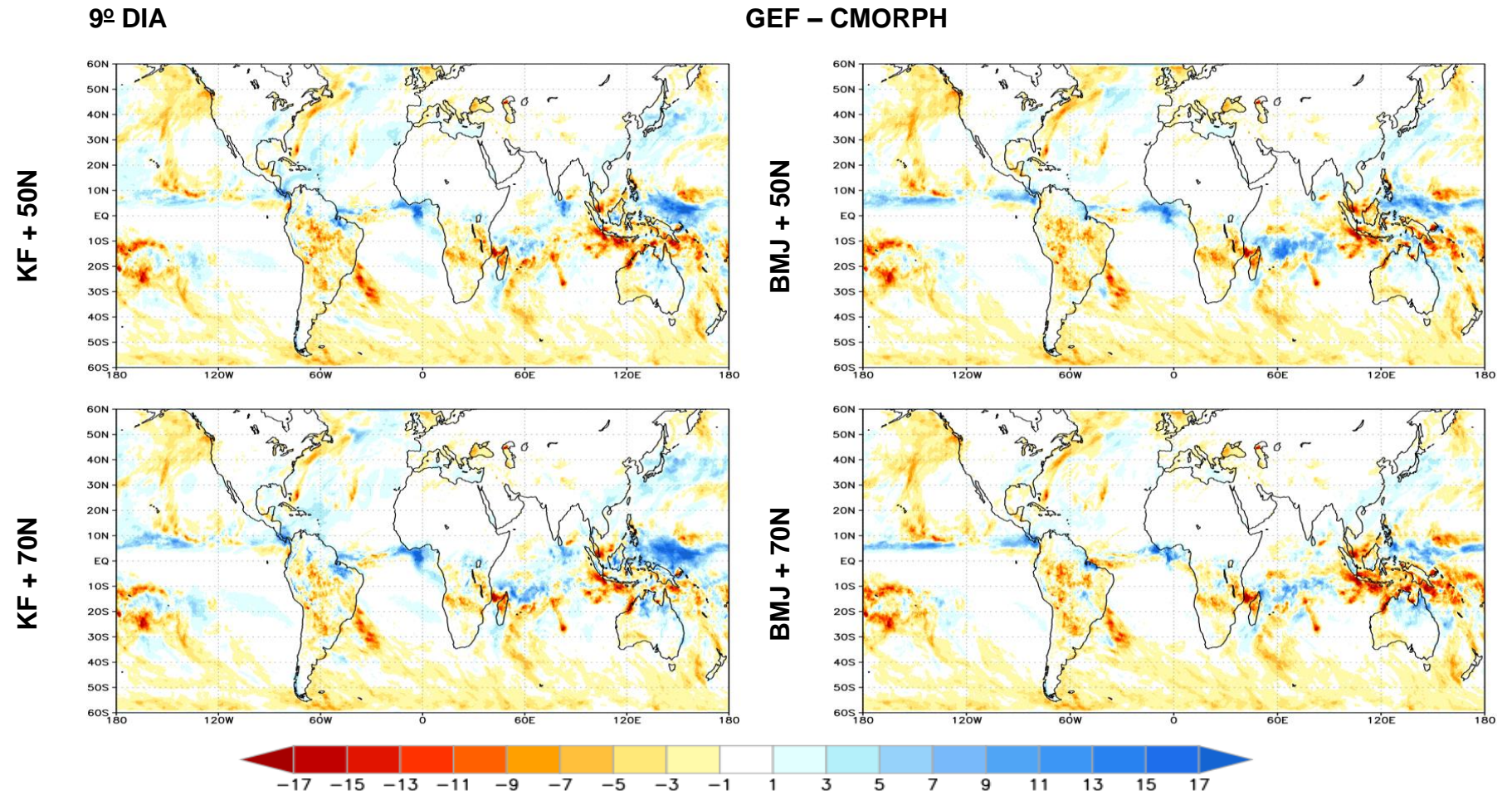
mais visíveis. Nota-se a diminuição da superestimativa relatada na figura anterior na região no norte da Austrália, na região dos Andes e na Bacia do Rio da Prata, principalmente nas versões do esquema BMJ. Entre os experimentos no nono dia, verifica-se erros menores nas configurações com 70 níveis.

Figura 4.3 - Erro médio da precipitação (mm/dia) para o 5º dia de integração. Campos das seguintes diferenças: a) KF 50 níveis - CMORPH , b) BMJ 50 níveis - CMORPH, c) KF 70 níveis - CMORPH, d) BMJ 70 níveis - CMORPH.



Fonte: Produção do Autor.

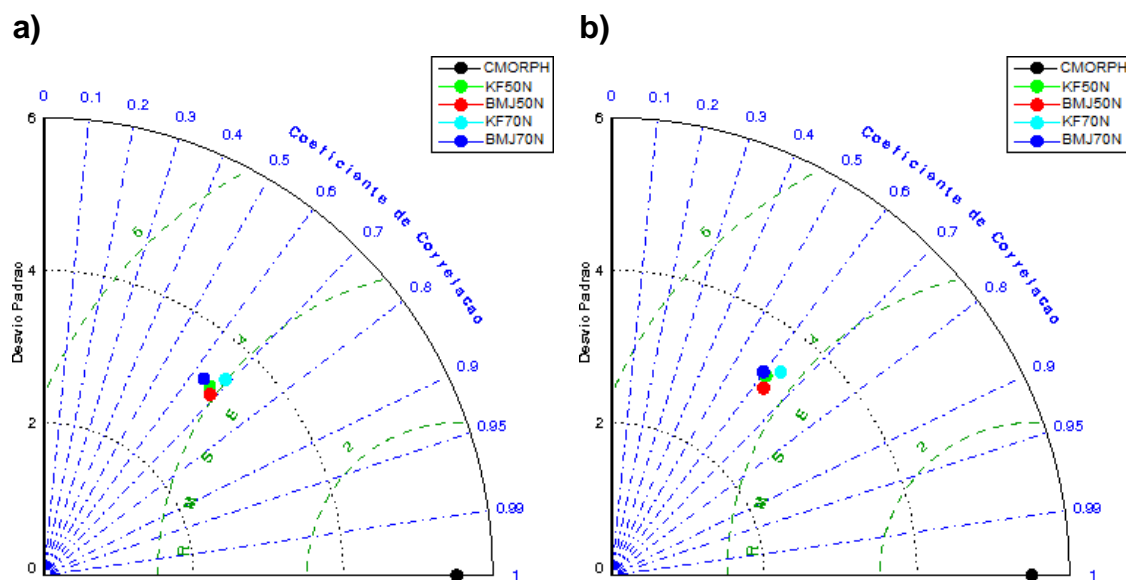
Figura 4.4 - Erro médio da precipitação (mm/dia) para o 9º dia de integração. Campos das seguintes diferenças: a) KF 50 níveis - CMORPH , b) BMJ 50 níveis - CMORPH, c) KF 70 níveis - CMORPH, d) BMJ 70 níveis - CMORPH.



Fonte: Produção do Autor.

A Figura 4.5 apresenta o diagrama de Taylor para a precipitação, com o desempenho de cada experimento para as simulações do quinto (a) e nono dia (b) para o domínio global. O ponto preto no eixo das abcissas representa o conjunto das observações do CMORPH. O diagrama de Taylor apresenta valores do desvio padrão, da correlação espacial e da raiz do erro quadrático médio (REQM) para cada experimento, conforme descrito na metodologia. Como complemento, os valores médios das métricas de avaliação utilizadas no diagrama de Taylor são mostrados na Tabela 4.1.

Figura 4.5 - Diagrama de Taylor para a precipitação. Correlação, desvio padrão (mm/dia) e REQM (mm/dia) para cada experimento e média do CMORPH para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

Tabela 4.1 – Desvio padrão (mm/dia), REQM (mm/dia) e correlação (-1,1) utilizados no Diagrama de Taylor para os prazos de quinto e nono dia, respectivamente.

Obs. Exp.	Desvio Padrão (mm/dia)		REQM (mm/dia)		Correlação (-1,1)	
	5º dia	9º dia	5º dia	9º dia	5º dia	9º dia
CMORPH	5,52	5,51	0		1	
KF + 50N	3,33	3,31	2,68	2,84	0,67	0,61
BMJ + 50N	3,25	3,16	2,62	2,79	0,68	0,63
KF + 70N	3,53	3,47	2,74	2,90	0,69	0,64
BMJ + 70N	3,35	3,33	2,76	2,88	0,64	0,60

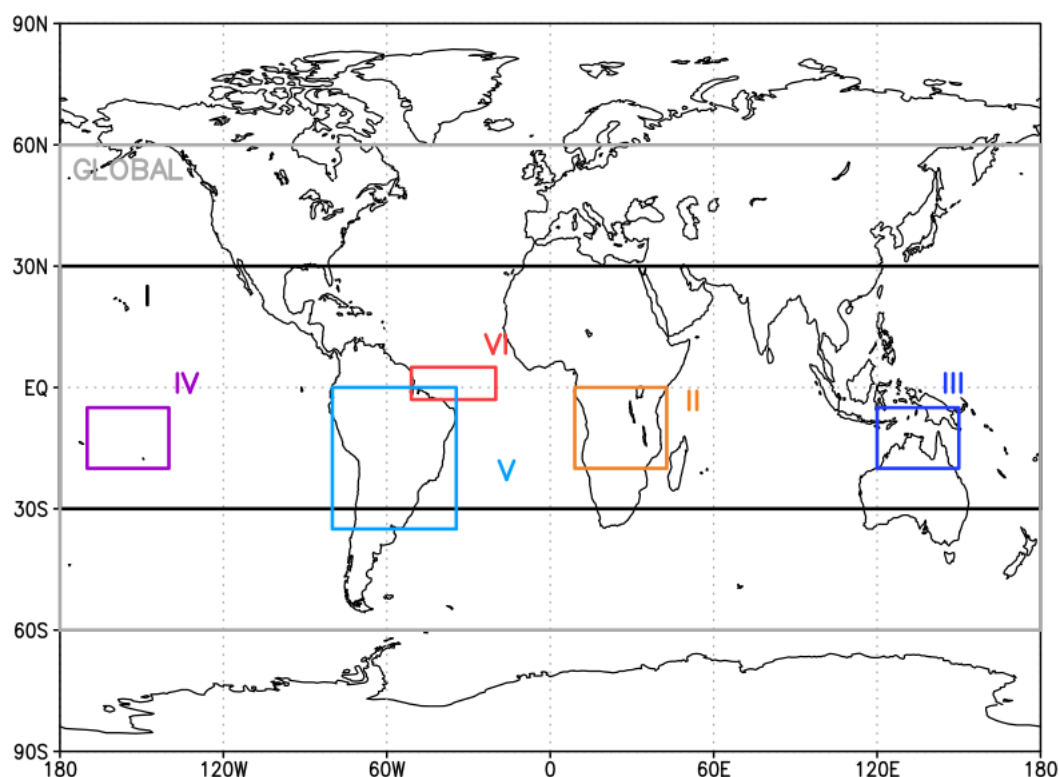
Dentre os experimentos, BMJ50N e KF70N apresentam os melhores resultados, com maiores valores de correlação espacial, para ambos os prazos de simulação. O experimento BMJ50N também apresenta os menores valores de REQM, para ambos os prazos simulados. As células sombreadas na Tabela 4.1 indicam os melhores resultados entre os experimentos.

Ao analisar a influência do aumento nos níveis na parametrização convectiva de BMJ, nota-se aumento dos valores do desvio padrão e REQM, e diminuição dos valores da correlação espacial. Já na parametrização convectiva de KF, verifica-se aumento dos valores de REQM, desvio padrão e da correlação espacial. Conclui-se, portanto, que o aumento da resolução vertical resultou melhorias na correlação espacial da precipitação apenas da parametrização de KF. Com o aumento do prazo da simulação, verifica-se diminuição dos valores da correlação espacial e do desvio padrão, e aumento dos valores de REQM.

A precipitação tropical é responsável por mais de dois terços da precipitação global que cai na Terra (XIE et al., 2012). A liberação de calor latente pela precipitação tropical é uma importante fonte de energia para a circulação de grande escala. No entanto, a maioria dos modelos atuais ainda apresenta uma série de deficiências nas simulações da precipitação nessas regiões durante a estação chuvosa do Hemisfério Sul (FIGUEROA et al., 2016), e a principal causa é que a convecção ocorre em escalas não resolvidas pelo modelo.

Com intuito de melhor avaliar o desempenho dos experimentos para a precipitação tropical, foram escolhidas seis áreas ao longo do globo, a saber: I) região Tropical, compreendida entre 30°S e 30°N; II) África, compreendida entre 0° e aproximadamente 35°S; III) norte da Austrália e oceano adjacente; IV) região da ZCPS; V) América do Sul, compreendida entre 0° e aproximadamente 20°S; e VI) região da ZCIT no Atlântico, conforme demonstrada na Figura 4.6. Essas regiões foram selecionadas devido a intensa atividade convectiva, com nuvens de grande desenvolvimento vertical. A título de ilustração, também é mostrada a área da análise global realizada anteriormente.

Figura 4.6 - Áreas de estudo da precipitação.



Fonte: Produção do Autor.

A Figura 4.7 mostra os diagramas de Taylor com as métricas de cada experimento para o quinto dia das regiões descritas na Figura 4.6. Nota-se pouca distinção entre os experimentos de mesmo esquema convectivo e ligeiro aumento dos desvios padrão com o aumento da resolução vertical.

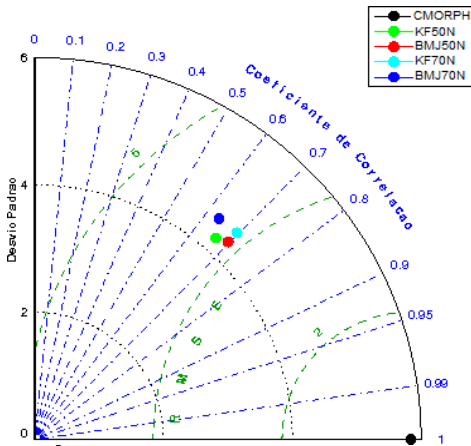
Os experimentos com o esquema de BMJ apresentam maiores correlações nas regiões II, IV e VI, principalmente com 50 níveis verticais. Entres a áreas estudadas, as I, IV e VI apresentam os maiores valores de correlação e a III, os menores. O experimento BMJ70N apresenta desvio padrão similar ao da observação na região III. A Figura 4.8, apresenta os diagramas para o nono dia de integração. Não se verifica grandes mudanças nas correlações entre os prazos previstos, exceto para a áreas II e III. Na II, nota-se que o experimento KF50N representou melhor a precipitação. Entretanto, na área III verifica-se melhora significativa da correlação com BMJ50N. Não se observa diferenças significativas dos valores de correlação entre os experimentos.

Com ênfase na América do Sul, região V, nota-se que no quinto dia de simulação, os experimentos com o esquema KF apresentam os melhores resultados de correlação e de desvio padrão, com valores mais próximos ao da observação, principalmente com 70 níveis verticais. Para o nono dia, novamente, verifica-se que o experimento KF70N apresenta os melhores resultados de precipitação.

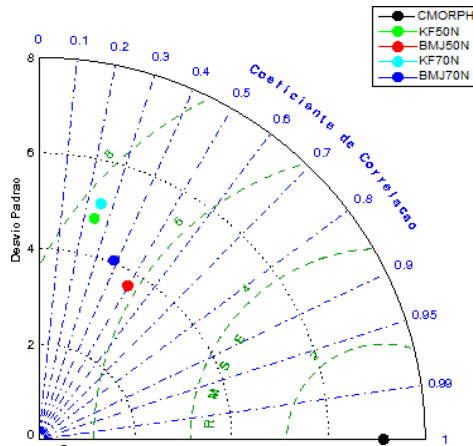
Resumidamente, conclui-se que na maioria das regiões da Figura 4.6 o experimento BMJ50N apresentou os melhores resultados, concordando com a avaliação global realizada na Figura 4.5.

Figura 4.7 - Diagramas de Taylor para a precipitação nas seguintes áreas: a) I- região Tropical, b) II- parte da África, c) III- norte da Austrália e oceano adjacente, d) IV- região da ZCPS, e) V- parte da América do Sul e f) VI- região da ZCIT no Atlântico. Valores de correlação, desvio padrão (mm/dia) e REQM (mm/dia) para cada experimento e média do CMORPH para cada 5^a dia de integração.

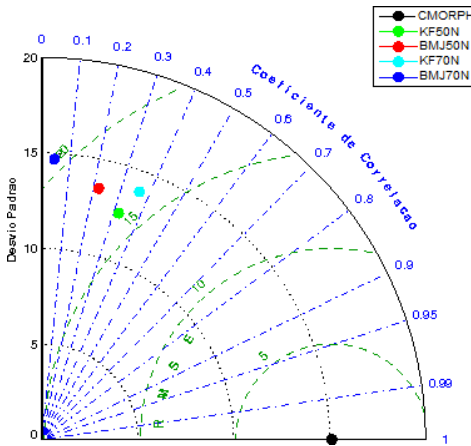
a) Área I



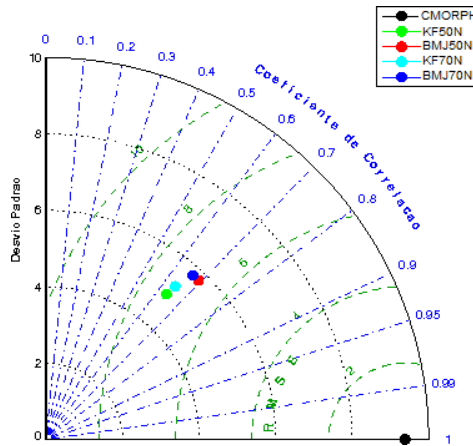
b) Área II



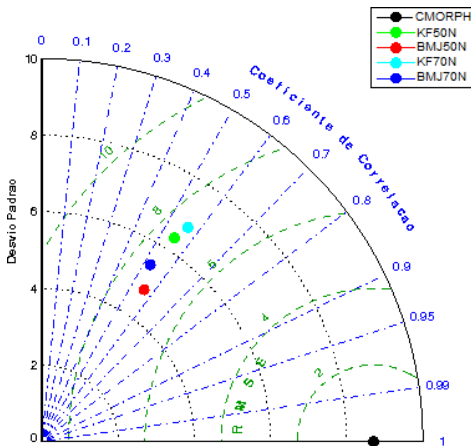
c) Área III



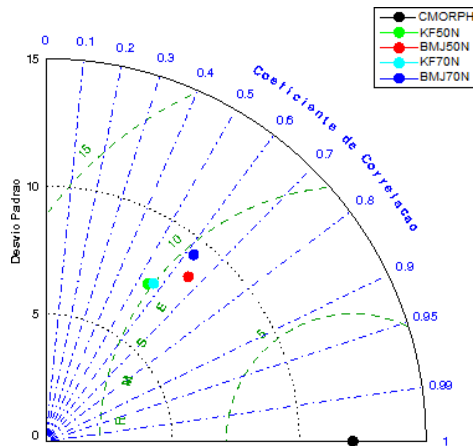
d) Área IV



e) Área V



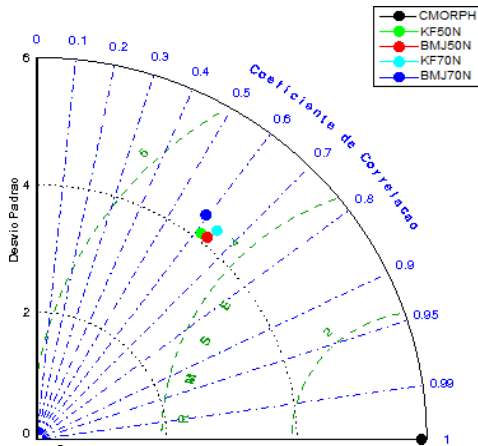
f) Área VI



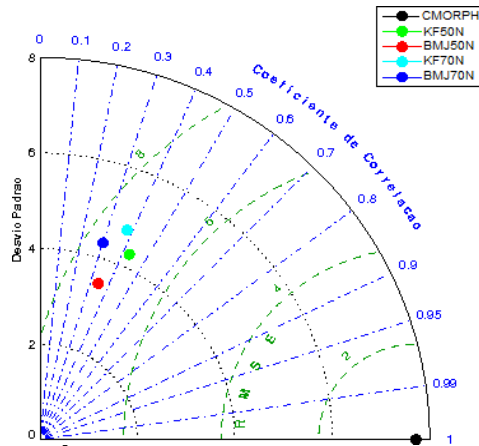
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.8 - Diagramas de Taylor para a precipitação nas seguintes áreas: a) I- região Tropical, b) II- parte da África, c) III- norte da Austrália e oceano adjacente, d) IV- região da ZCPS, e) V- parte da América do Sul e f) VI- região da ZCIT no Atlântico. Valores de correlação, desvio padrão (mm/dia) e REQM (mm/dia) para cada experimento e média do CMORPH para cada 9^o dia de integração.

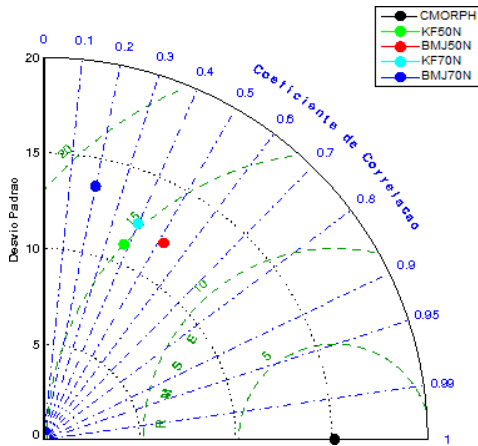
a) Área I



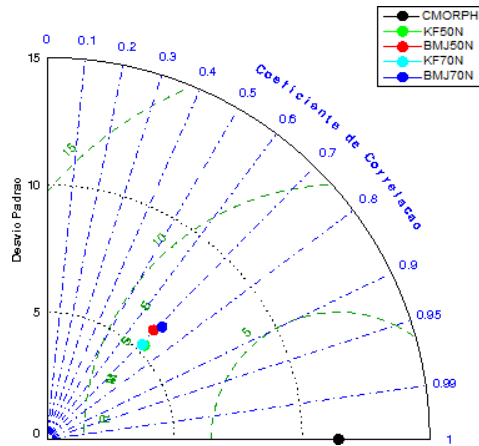
b) Área II



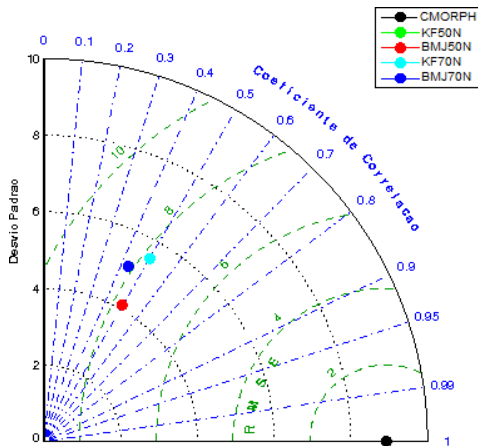
c) Área III



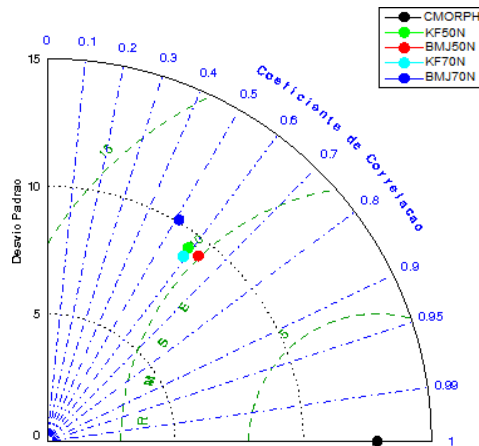
d) Área IV



e) Área V



f) Área VI



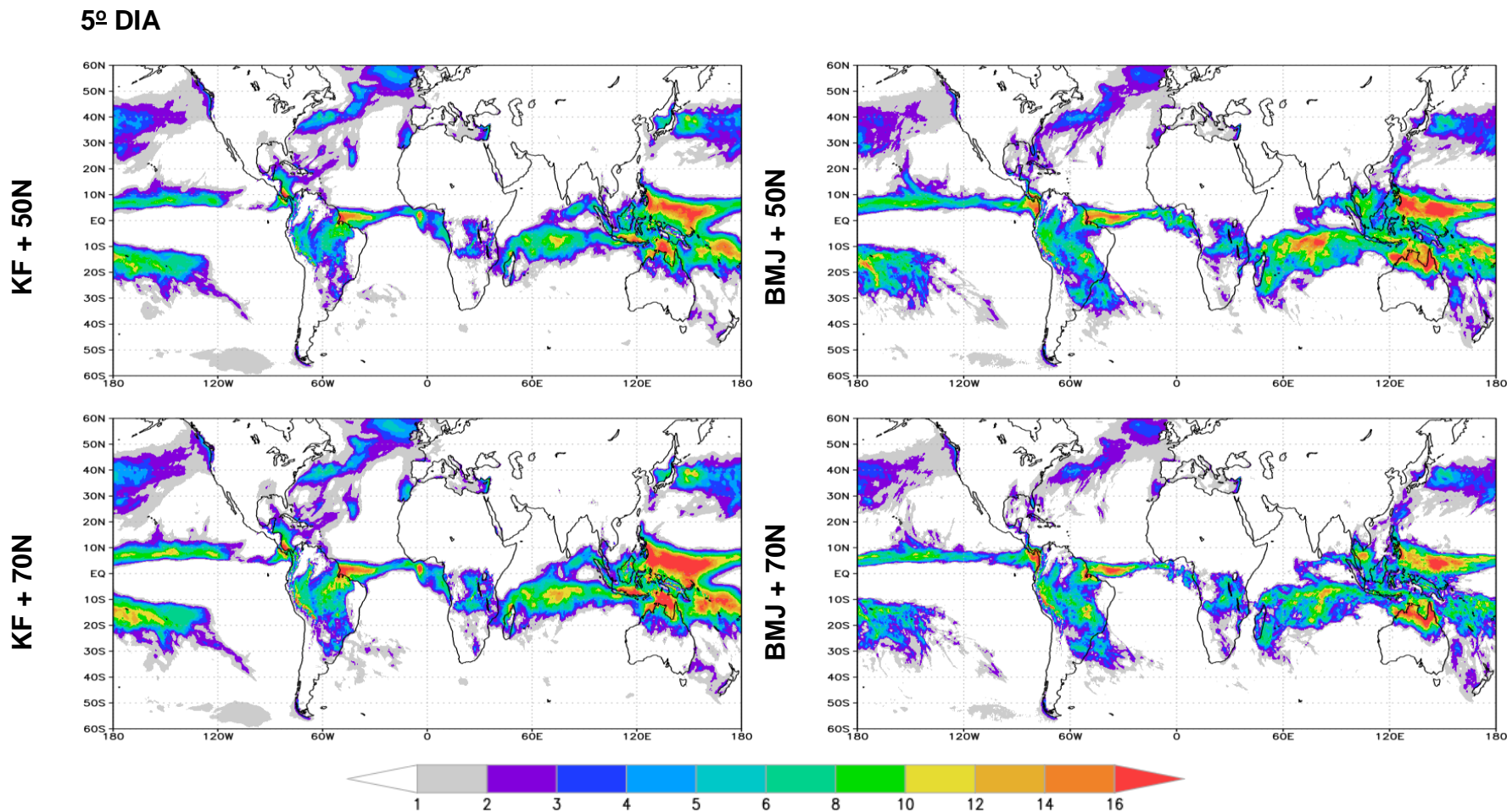
Fonte: Produção do Autor.

A comparação entre os campos de precipitação devido à parametrização de convecção (Figura 4.9 e 4.10) e devido à microfísica de nuvens (Figura 4.11 e 4.12) mostra que a maior parte da precipitação total na região tropical é causada pelo esquema convectivo. Isso mostra o papel dominante que a parametrização convectiva profunda exerce no controle das simulações da precipitação na região tropical.

O maior detalhamento vertical da atmosfera com 70 níveis, resultou em aumento da precipitação simulada nos experimentos com o esquema convectivo de KF na região tropical, principalmente na ZCIT no Atlântico, na Amazônia oriental, sobre os Andes, na região da ZCPS e na Indonésia. Por outro lado, o detalhamento vertical com 70 níveis nos experimentos com o esquema convectivo de BMJ, resultou na atenuação da precipitação simulada na região tropical, especialmente no Oceano Índico, na Indonésia e na região da ZCPS. Estas diferenças são notadas tanto no quinto quanto no nono dia das simulações.

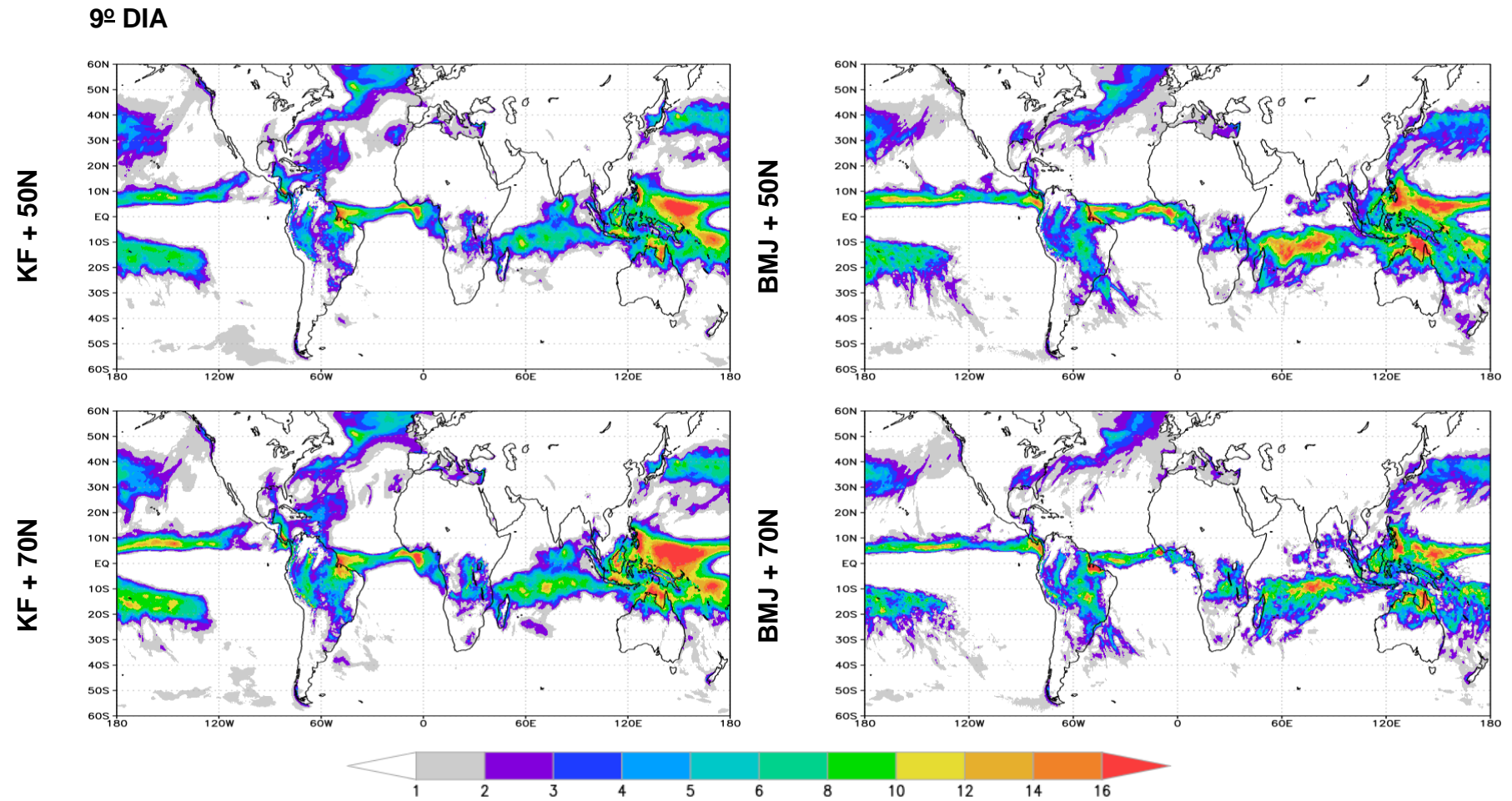
A precipitação fraca sobre os oceanos, relatado na Figura 4.1 é gerada pelo esquema de microfísica. A precipitação no extremo sul da América do Sul e parte da precipitação da ZCIT sobre o Oceano Pacífico é gerada pelo esquema de microfísica. Comparando também os esquemas convectivos, pode-se notar que a precipitação oceânica nas adjacências do sul do Brasil é gerada nos experimentos KF pela microfísica (Figura 4.11 e 4.12), enquanto nos experimentos BMJ pelo esquema convectivo. Nota-se a atuação significativa da microfísica em alguns pontos nos experimentos com KF, como por exemplo, na América do Sul, no Oceano Índico e no norte da Austrália. Também se nota atuação da microfísica nas bordas orientais dos continentes no Hemisfério Norte, nos dois esquemas convectivos.

Figura 4.9 - Precipitação Convectiva média (mm/dia) para o 5º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).



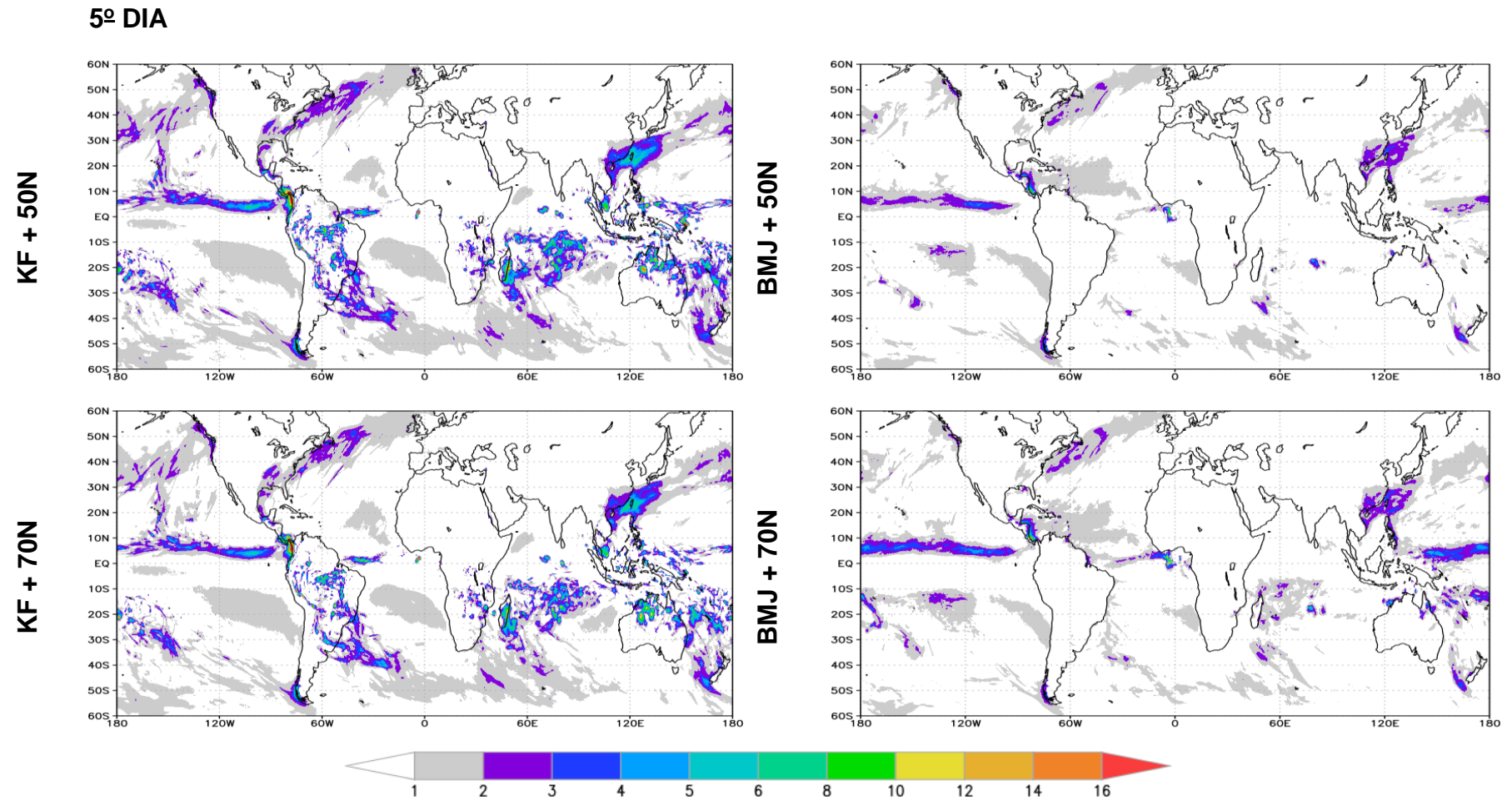
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.10 - Precipitação Convectiva média (mm/dia) para o 9º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).



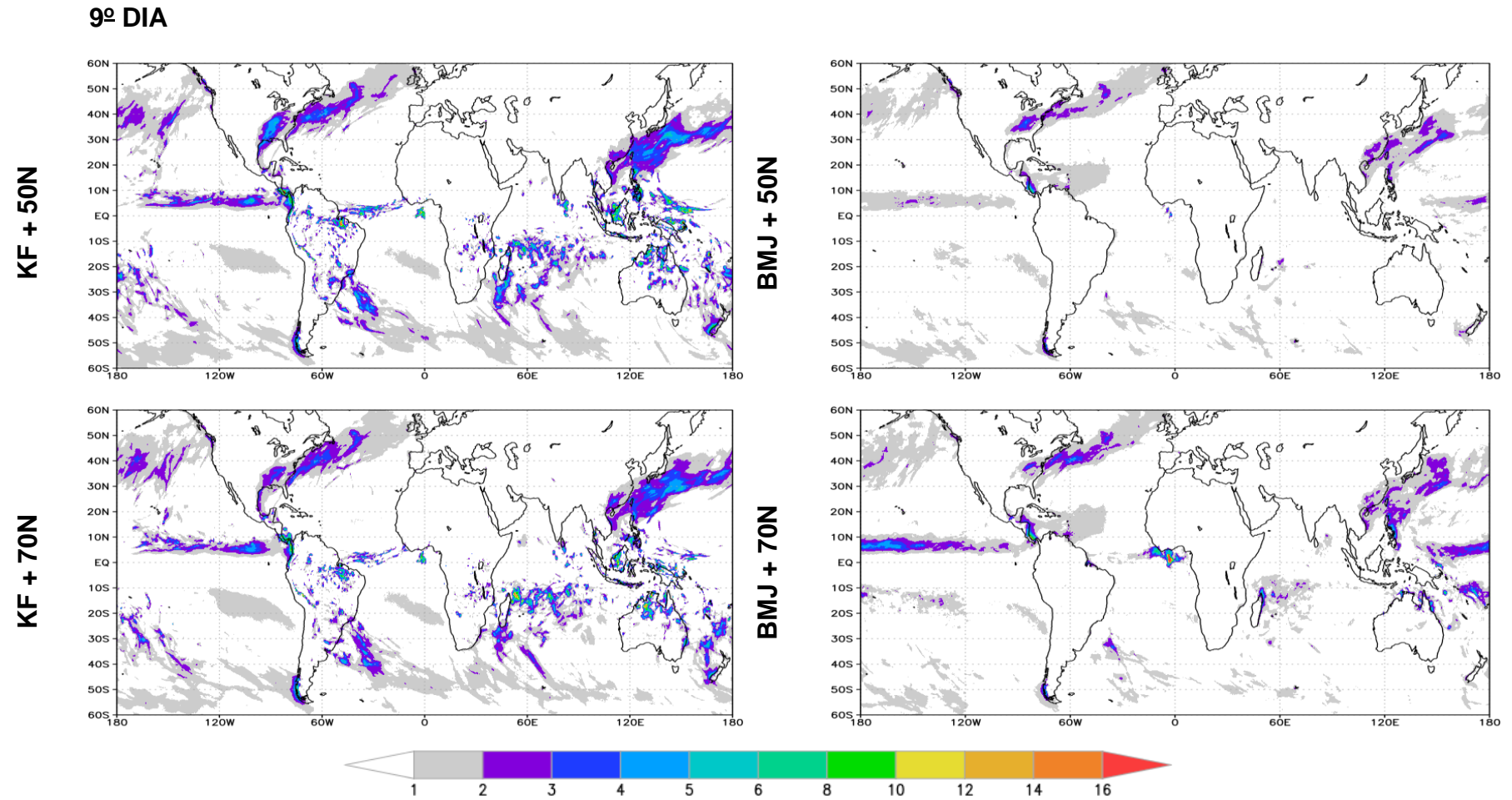
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.11 - Precipitação de Microfísica média (mm/dia) para o 5º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.12 - Precipitação de Microfísica média (mm/dia) para o 9º dia de integração: CMORPH (a), experimentos KF 50 níveis (b), BMJ 50 níveis (c), KF 70 níveis (d) e BMJ 70 níveis (e).



Fonte: Produção do Autor.

4.1.2 Pressão atmosférica

As Figuras 4.13 e 4.14 apresentam os campos médios de pressão ao nível médio do mar (hPa). O padrão espacial global dos centros de pressão é reproduzido pelo modelo, tais como a Alta Subtropical do Atlântico, do Pacífico e do Índico no Hemisfério Sul e Alta Subtropical do Pacífico e do Açores no Hemisfério Norte. Entretanto, as altas pressões típicas do inverno boreal, como a Alta da América do norte e da Sibéria, estão ligeiramente deslocadas e com valores relativamente mais baixos.

Os cinturões de baixa pressão permanentes entorno de 60°S e os típicos de inverno boreal, como a baixa dos Aleutas e da Islândia, também foram reproduzidos pelos experimentos. Os sistemas de baixa pressão típicos do verão do Hemisfério Sul, foram representados pelos experimentos, como a baixa Africana, a baixa Australiana e a baixa do Chaco. Nota-se uma maior amplificação da baixa do Chaco no continente sul-americano e da baixa africana em quase todos os experimentos, exceto no BMJ50N. No experimento BMJ50N os posicionamentos dessas baixas estão mais próximos da reanálise.

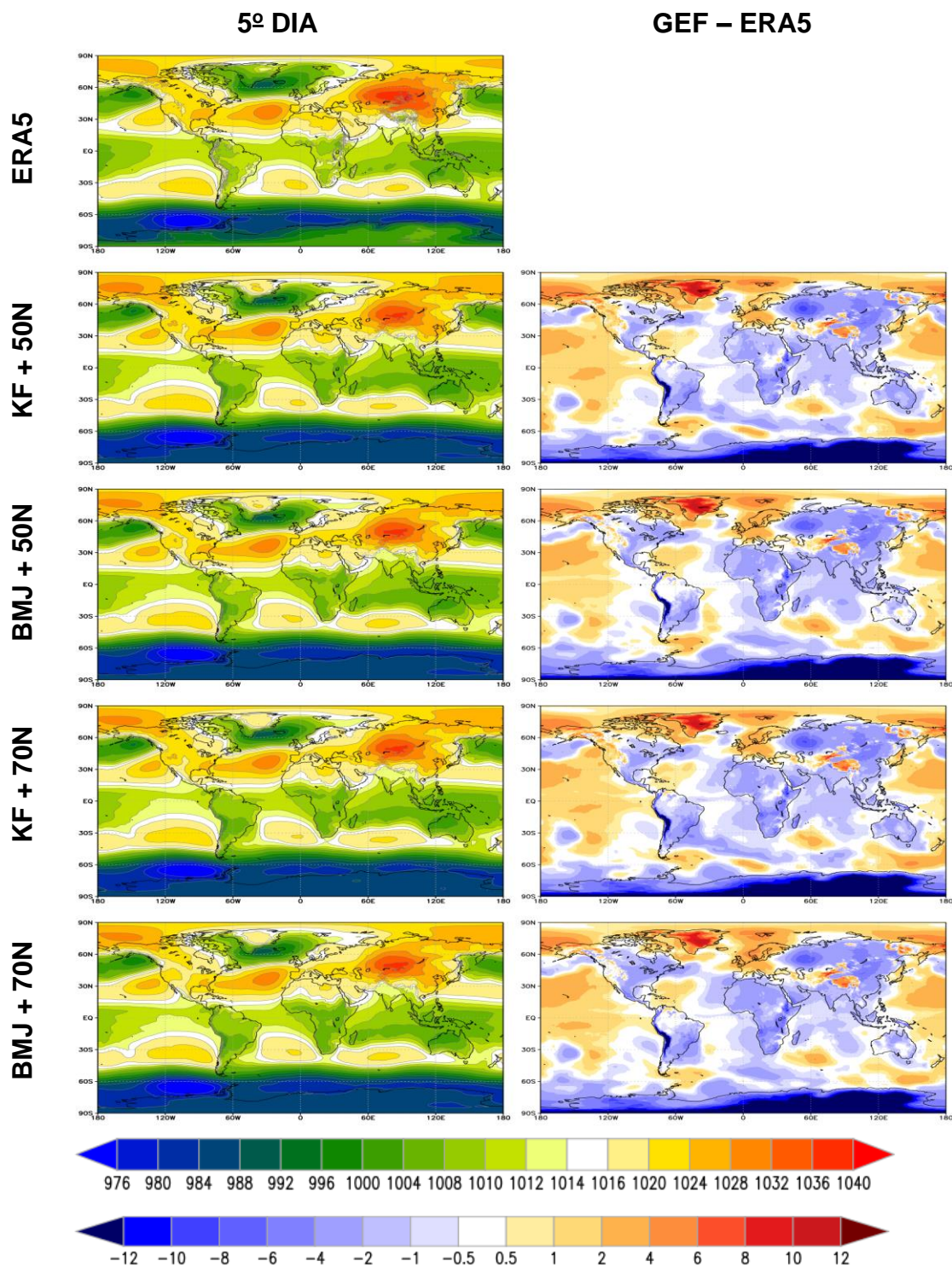
Nos campos das diferenças, podem-se notar que o modelo apresenta erros sistemáticos em relação à reanálise, principalmente erros negativos sobre a Cordilheira dos Andes e positivos sobre as Cordilheiras do Himalaia. Esses erros são em parte devido às diferentes metodologias de cálculo da pressão ao nível médio do mar em região de montanha, entre o GEF e a reanálise.

Nota-se vieses negativos intensos nos centros de baixas pressões sobre a região da Antártica, e vieses positivos na região polar do Hemisfério Norte onde se localizam os centros de altas pressões, principalmente sobre a Groenlândia. Os erros sobre a Antártica e Groenlândia podem ser devido a problemas na representação do gelo e da profundidade de neve nessas regiões. Verifica-se também predominância de vieses negativos na maior parte dos continentes.

Realizando um comparativo entre as Figuras 4.13 e 4.14, nota-se amplificação dos erros do modelo com o aumento do prazo de simulação. As maiores ampliações dos erros são mostradas entre as regiões temperada e polar do Hemisfério Norte, principalmente no esquema KF. Na Rússia, os vieses

passaram o valor de -12 hPa, enquanto que, na Groenlândia os valores ultrapassaram de 12 hPa. No noroeste da América do Sul, identifica-se mudança no sinal dos erros com o prazo de simulação. No quinto dia os erros são, em média, positivos, enquanto que, no nono dia os erros tornam-se negativos.

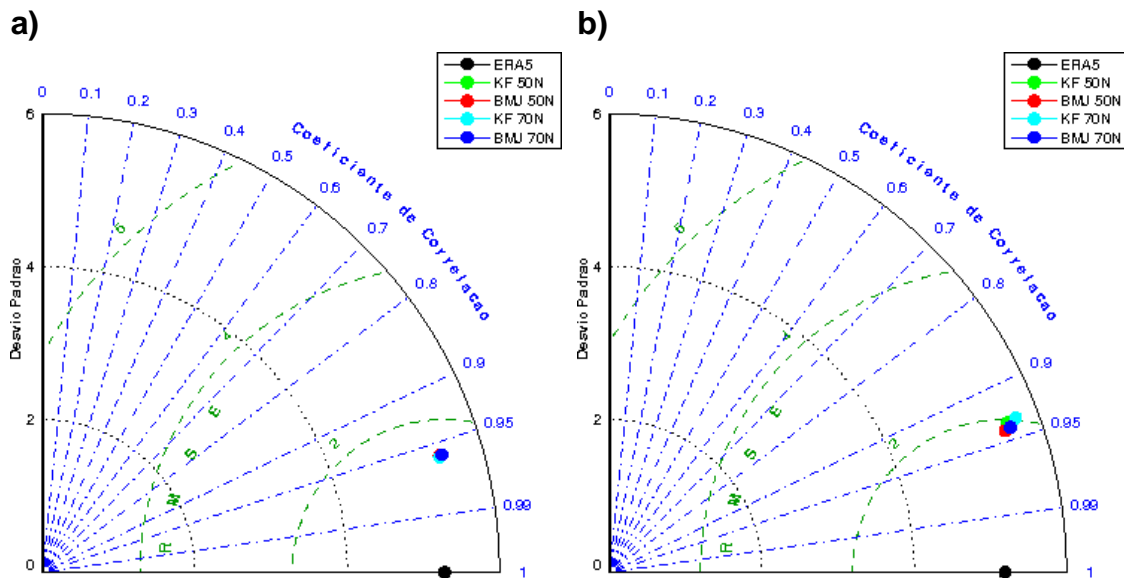
Figura 4.13 - Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

A Figura 4.15 mostra o diagrama de Taylor para a pressão ao nível médio do mar, para o quinto e nono dia. Nota-se que os experimentos apresentam desempenhos semelhantes, com valores em torno de 0,96 de correlação espacial, 5,4 hPa de desvio padrão e 3 hPa de REQM, para o quinto dia de simulação. Já para nono dia, os experimentos apresentam aumento dos desvios padrão, em torno de 5,6 hPa, aumento de REQM e ligeira redução da correlação espacial para 0,94. Ambos experimentos, ou seja, com esquema KF e BMJ, os desvios padrão estão próximos aos da observação. Conclui-se então, que os experimentos apresentam bons resultados para a pressão ao nível médio do mar, principalmente para o quinto dia.

Figura 4.15 - Diagrama de Taylor para Pressão ao Nível Médio do Mar. Correlação, desvio Padrão (hPa) e REQM (hPa) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

4.1.3 Temperatura a 2 metros

As Figuras 4.16 e 4.17 apresentam os resultados da temperatura a 2 metros para o quinto e nono dia das simulações. Os experimentos representam com êxito o padrão da temperatura a 2 metros sobre boa parte do globo, entre elas na América do Sul, África e a Austrália, inclusive sobre a região montanhosa das Cordilheiras dos Andes.

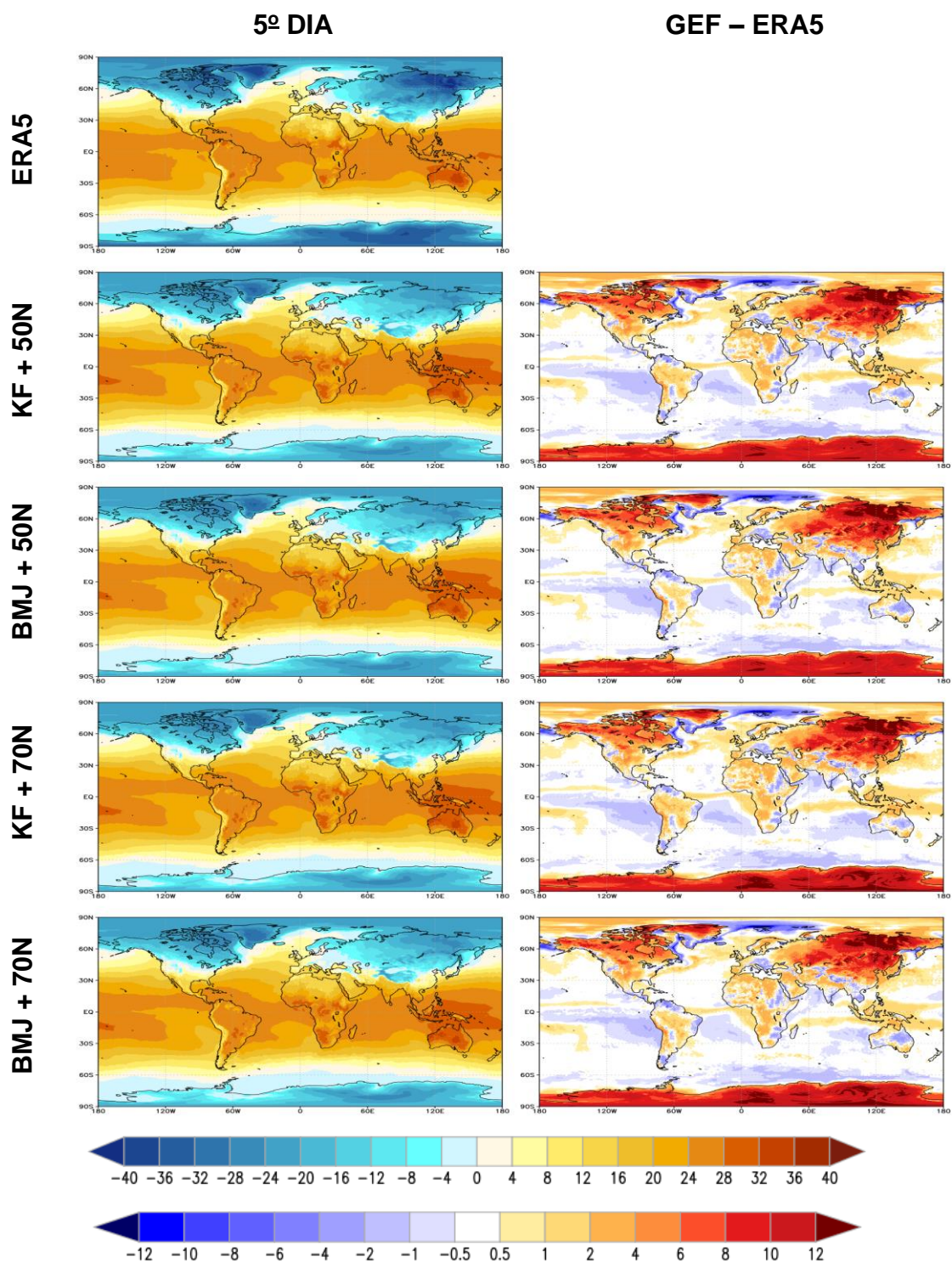
Vieses positivos de temperatura estão presentes sobre a Antártica, Rússia, norte do Canadá e na Groelândia. Viés negativo intenso está presente na região do Arquipélago de Svalbard, no Oceano Ártico.

Vieses positivos fracos estão presentes sobre grande parte dos continentes de baixa e média latitudes. Xie et al. (2012) também encontraram vieses positivos em suas simulações e atribuíram os erros a subestimação de nuvens pelos modelos nestas regiões. Também se nota vieses quentes de fraca intensidade nas regiões de intensa precipitação nos oceanos, como por exemplo, na região da ZCIT no Atlântico e no Oceano Índico. Fracos vieses negativos estão presentes sobre parte dos oceanos no Hemisfério Sul, no litoral do NEB, norte da América do Sul, região do Chaco e no leste da Austrália.

Comparado com as regiões tropicais e subtropicais, os erros são maiores nas altas latitudes dos dois hemisférios, principalmente nas áreas cobertas de neve. Nessas regiões, uma possível explicação pode ser as condições iniciais climatológicas, as quais podem não representar adequadamente as superfícies de neve e na profundidade de gelo. Não se nota grandes diferenças entre os experimentos, apenas à amplificação dos erros com o aumento do prazo simulado.

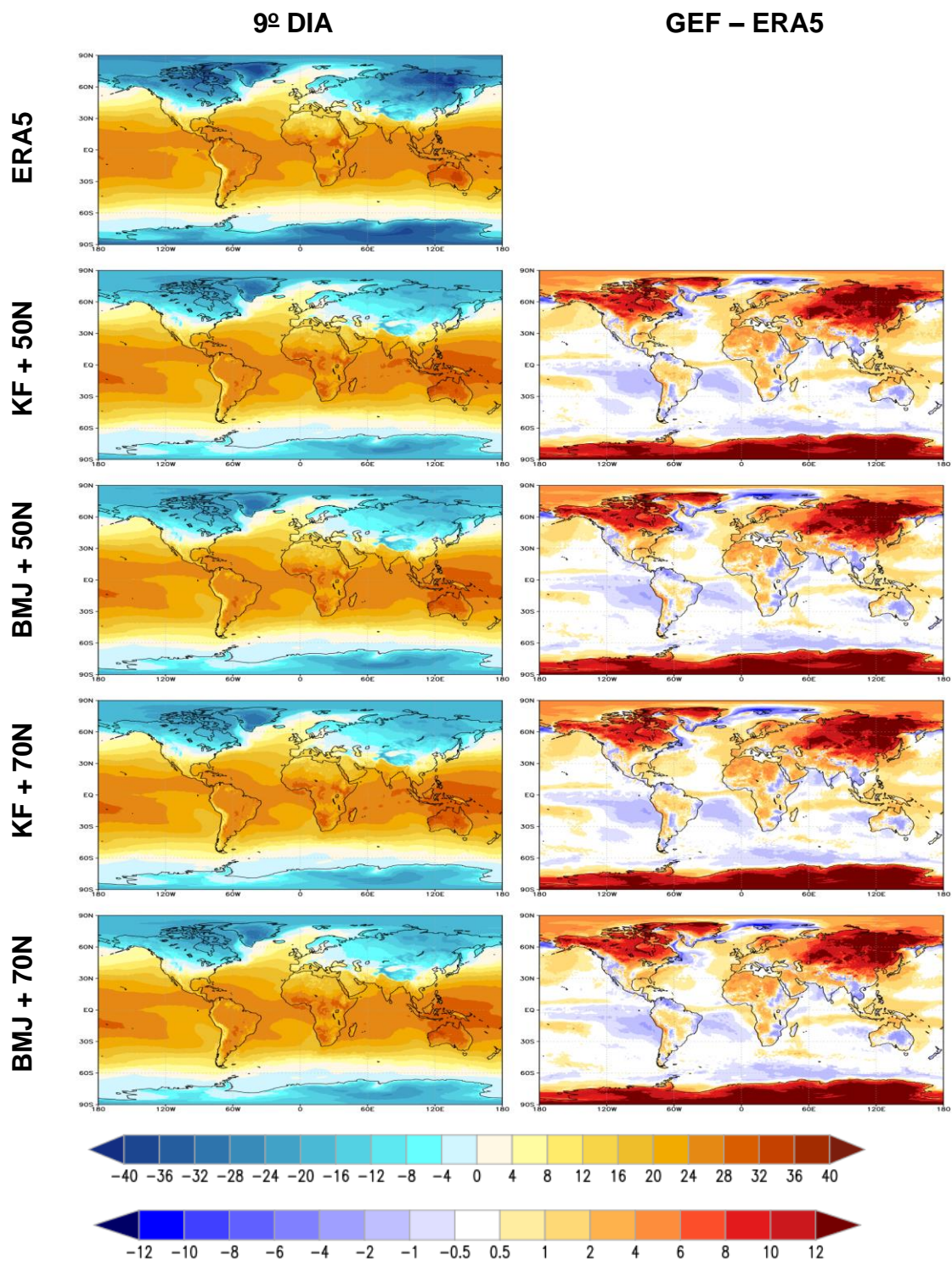
A análise através do diagrama de Taylor (Figura 4.18) mostra alta correlação espacial 0,99, desvio padrão em torno de 1,6 °C e REQM de 3,4 °C. Enquanto que para o nono dia, a correlação espacial é de 0,98, desvio padrão 1,6 °C e REQM de 4,4 °C. Para nono dia os valores não indicaram uma perda na representação da temperatura a 2 metros. Conclui-se que o modelo representa bem esta variável em ambos os esquemas de convecção e prazos previstos, independente das mudanças de níveis.

Figura 4.16 - Temperatura a 2 metros (°C) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



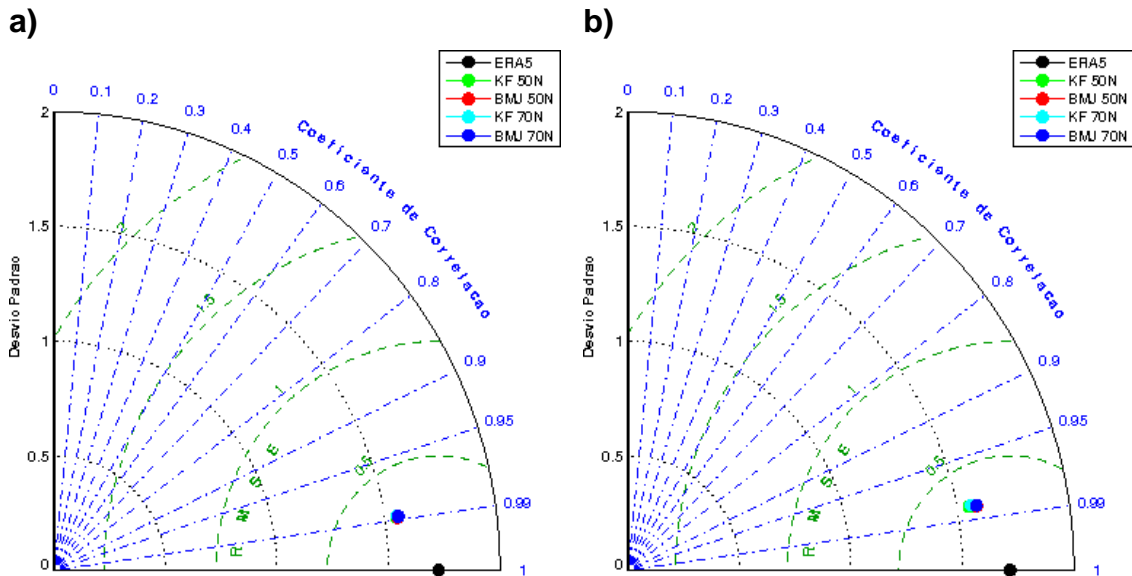
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.17 - Temperatura a 2 metros (°C) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.18 - Diagrama de Taylor para temperatura a 2m. Correlação, desvio padrão (°C) e REQM (°C) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b)



Fonte: Produção do Autor.

4.1.4 Temperatura em 850 hPa

O padrão latitudinal da temperatura em 850 hPa é reproduzido pelos experimentos (Figuras 4.19 e 4.20). As maiores temperaturas estão na região equatorial e no Hemisfério Sul, o hemisfério de verão. As regiões de topografia foram mascaradas de branco nas figuras.

Vieses positivos na temperatura em 850 hPa estão presentes em ambas as figuras, sobre as adjacências do cinturão de 60°S e nas regiões polares do Hemisfério Norte. Latinović (2018) também encontrou vieses positivos em seus experimentos com sua versão do modelo GEF e atribuiu o erro às condições iniciais inadequadas de profundidade de neve para essas regiões. Os vieses positivos também prevalecem nas latitudes médias de ambos os hemisférios e na África, principalmente nos experimentos com o esquema KF. A região nordeste da China é região onde se encontra os maiores erros positivos.

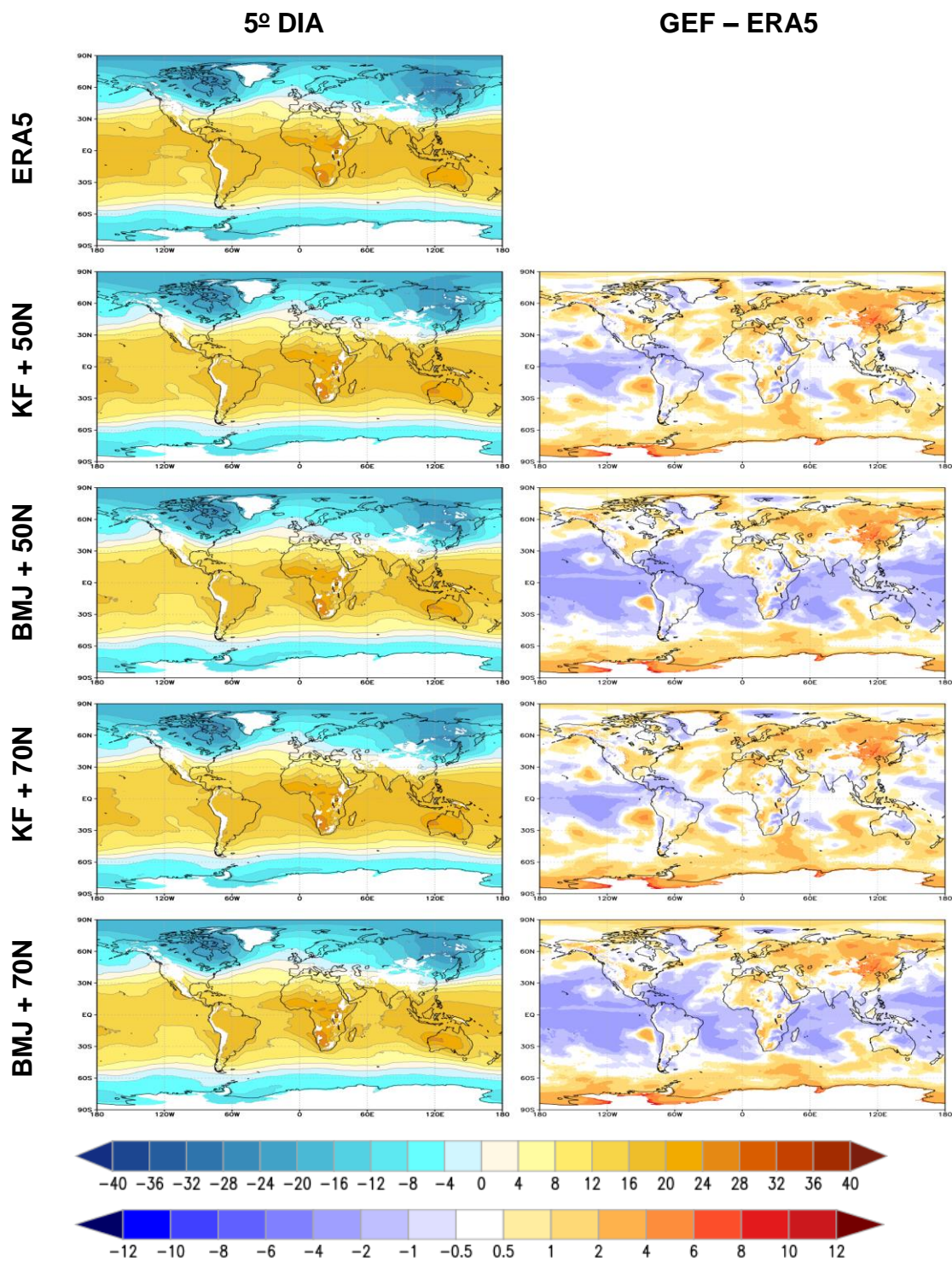
Os vieses negativos estão presentes sobre os oceanos tropicais, grande parte da América do Sul e da Austrália, principalmente nos experimentos com o esquema BMJ.

Entre os experimentos, nota-se que as configurações com a parametrização convectiva de BMJ tende a intensificar os vieses negativos, principalmente sobre as regiões oceânicas, para ambos os prazos simulados. Os diferentes vieses encontrados nas latitudes médias, provavelmente se devem ao erro no posicionamento dos sistemas meteorológicos representados pelo modelo.

Com ênfase sobre o Brasil, constata-se que os quatro experimentos subestimam a temperatura na região norte e nordeste, principalmente no litoral do NEB e no oceano adjacente, especialmente nos experimentos com BMJ. Já no Sul e no oceano adjacente, nota-se superestimativa nos experimentos com a parametrização KF.

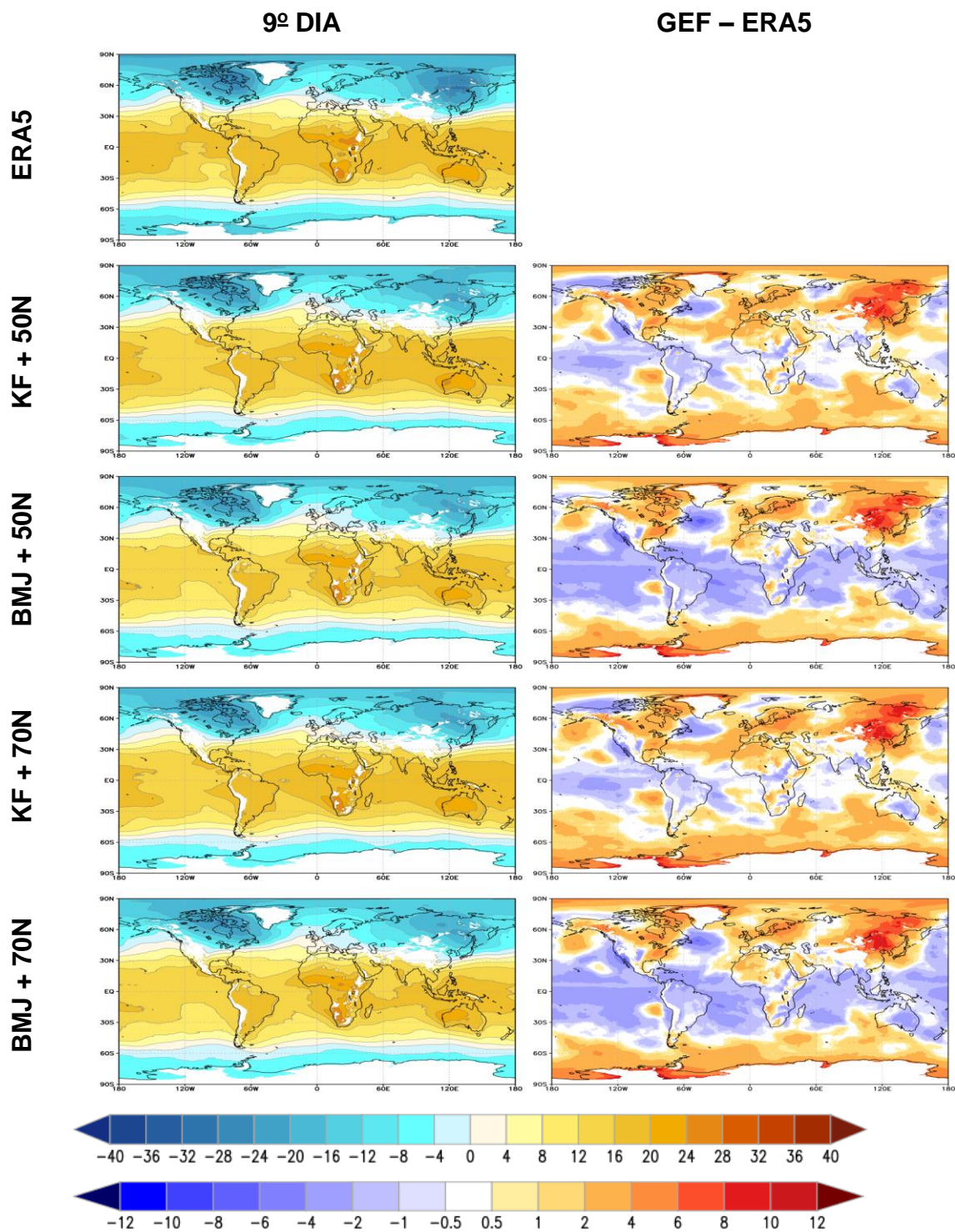
A Figura 4.21 apresenta a avaliação da temperatura em 850 hPa através do Diagrama de Taylor. Dentre os experimentos para o quinto dia, verifica-se que os quatros apresentam correlação em torno de 0,96, REQM de 3,4 °C e desvio padrão de 2,9 °C. Ao analisar o nono dia, nota-se que os experimentos apresentam correlação de 0,96, REQM em torno de 3,5 °C e desvio padrão em torno de 2,9 °C. Comparando os prazos simulados, não se nota grandes diferenças entre os experimentos. Conclui-se, portanto que os experimentos apresentam bons resultados comparados com a reanálise.

Figura 4.19 - Temperatura em 850 hPa (°C) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



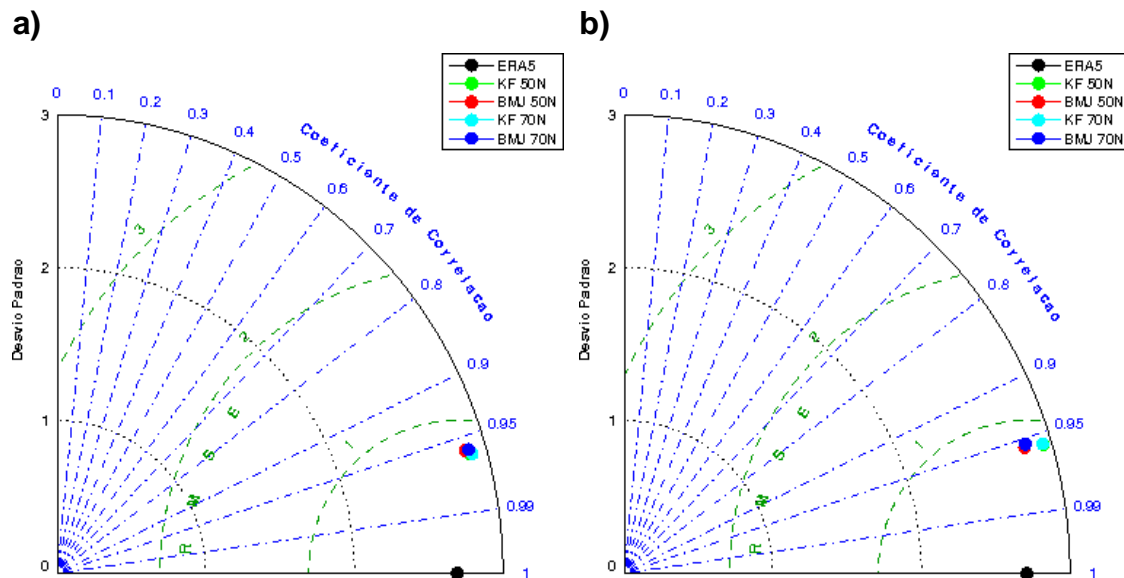
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.20 - Temperatura em 850 hPa (°C) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.21 - Diagrama de Taylor para temperatura em 850 hPa. Correlação, desvio padrão (°C) e REQM (°C) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

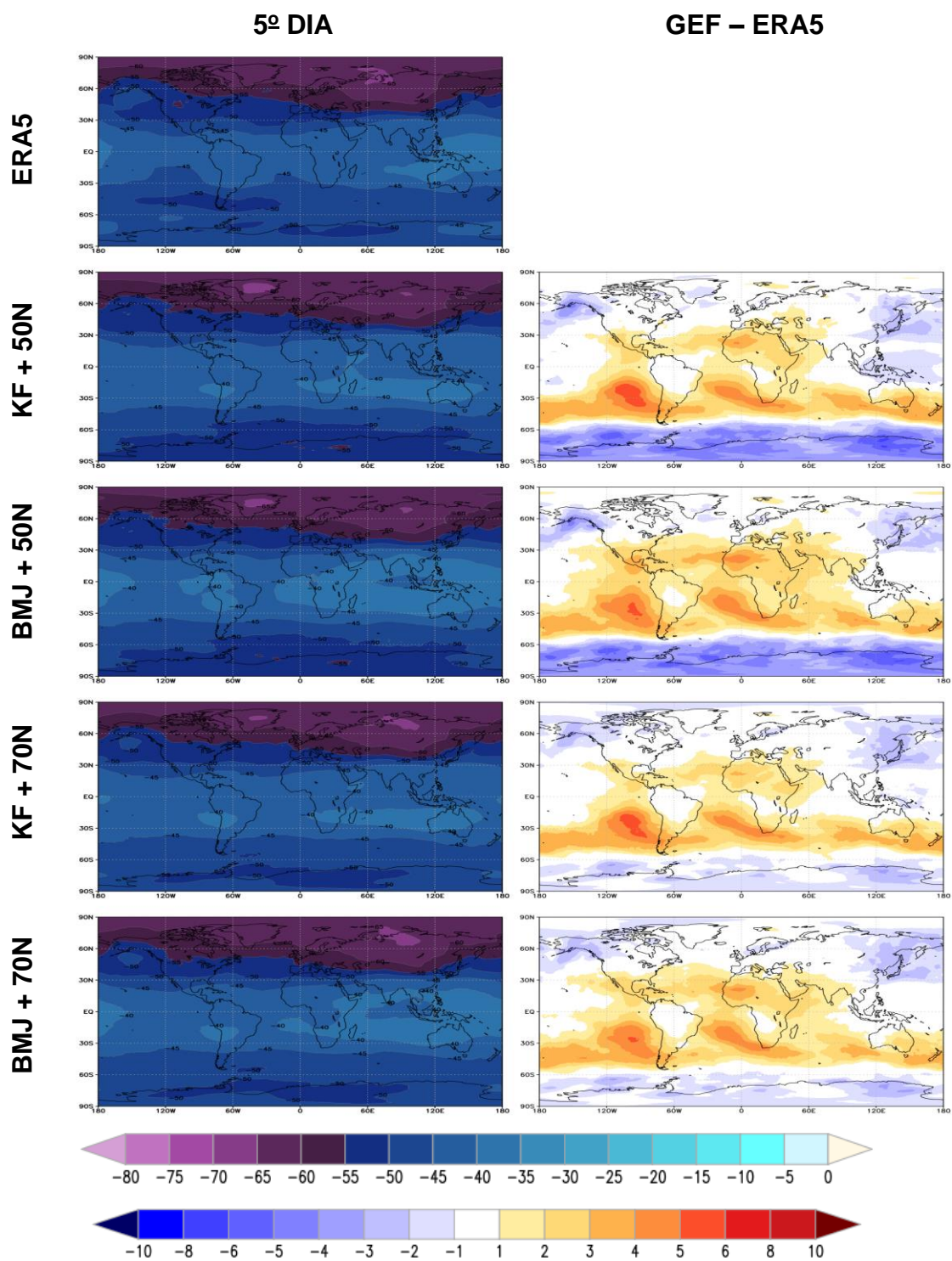
4.1.5 Temperatura em 250 hPa

As Figuras 4.22 e 4.23 mostram os campos da temperatura no nível de 250 hPa para cada experimento e as diferenças entre eles e a reanálise, para ambos os prazos analisados. Nota-se que em ambos experimentos, o modelo consegue simular bem a variação latitudinal das temperaturas, com maiores valores nas regiões tropicais e menores nas polares. As menores temperaturas se localizam entre 60°N a 90°N no hemisfério de inverno, principalmente sobre o Polo Norte, Groelândia e a Rússia, onde os valores ultrapassam os -60 °C. Nas regiões tropicais, as temperaturas estão acima de -45 °C. No Hemisfério Sul, os experimentos geram temperaturas superiores a -50 °C nas latitudes acima de 60°S, entretanto têm dificuldades de representar os mínimos de temperatura em relação a reanálise.

Os vieses positivos estão presentes em grande parte dos oceanos tropicais e no entorno dos cinturões de 30° em ambos os hemisférios. Os valores mais intensos estão localizados nos oceanos Atlântico e Pacífico, e sobre o norte da África. Os vieses negativos são identificados entre 60° e 90° de latitude, principalmente nos Hemisfério Sul. Nota-se que os experimentos com 50 níveis verticais, apresentam os maiores valores negativos na região Polar do Hemisfério Sul, em ambos os esquemas convectivos. Entre os prazos simulados, verifica-se amplificação dos erros do 5º para o 9º dia.

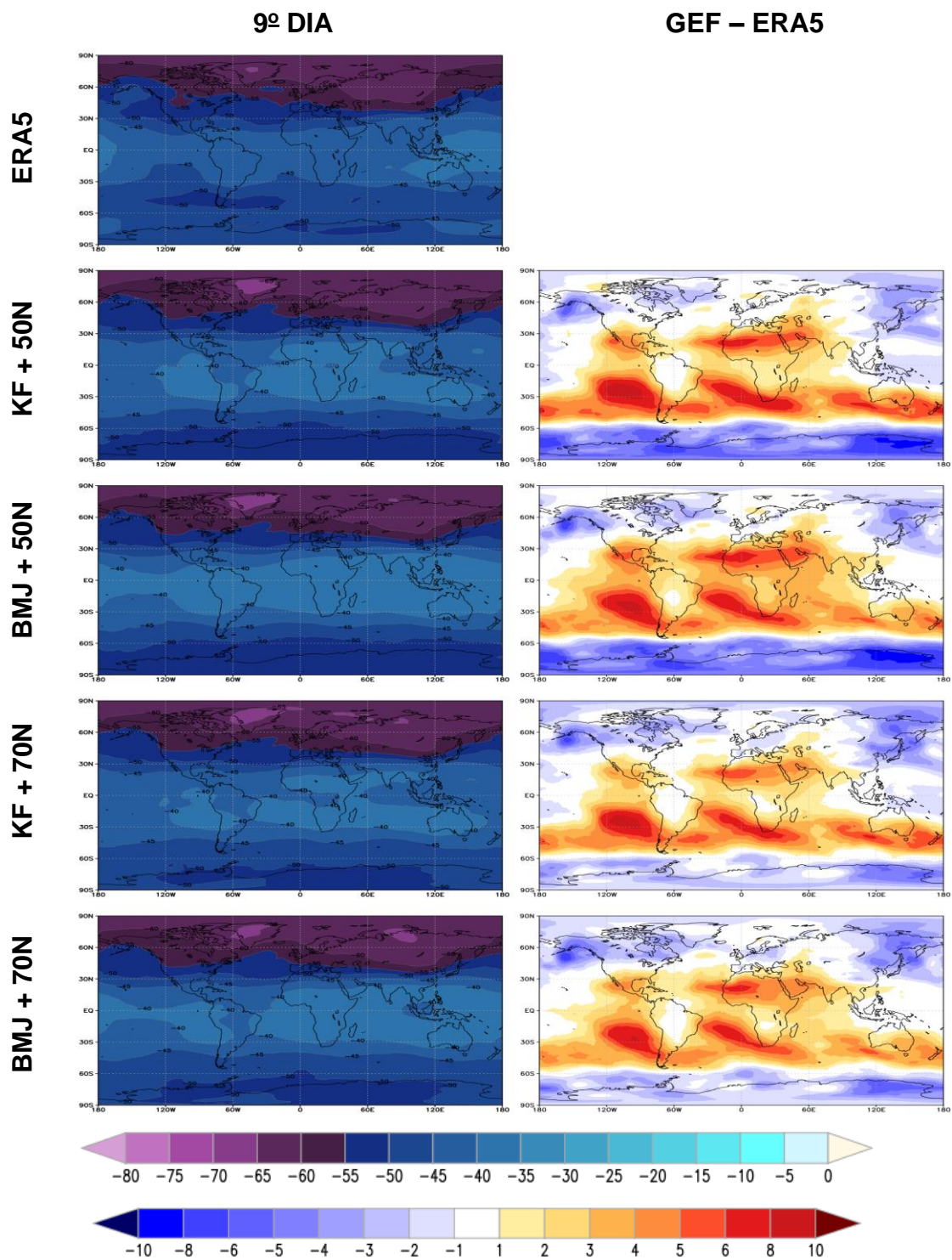
A Figura 4.24 apresenta o diagrama de Taylor com a avaliação da temperatura no nível de 250 hPa. Para o quinto dia, nota-se que os experimentos apresentam resultados próximos, porém aqueles com o esquema convectivos de BMJ apresentam os melhores resultados, principalmente com 70 níveis verticais, obtendo correlação em torno de 0,91. Assim como no quinto dia, nota-se que os experimentos com BMJ apresentam os melhores resultados para o nono dia. Também verifica-se, nos experimentos com KF, ligeira melhora com 70 níveis verticais. Conclui-se, portando que a inclusão de mais níveis verticais apresenta uma melhora consistente na representação da temperatura em altos níveis, em ambos os esquemas convectivos, como mostrados na diminuição dos vieses das figuras anteriores (Figuras 4.22 e 4.23). Não se identifica diminuição significativa dos valores das métricas de avaliação para o nono dia.

Figura 4.22 - Temperatura em 250 hPa (°C) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



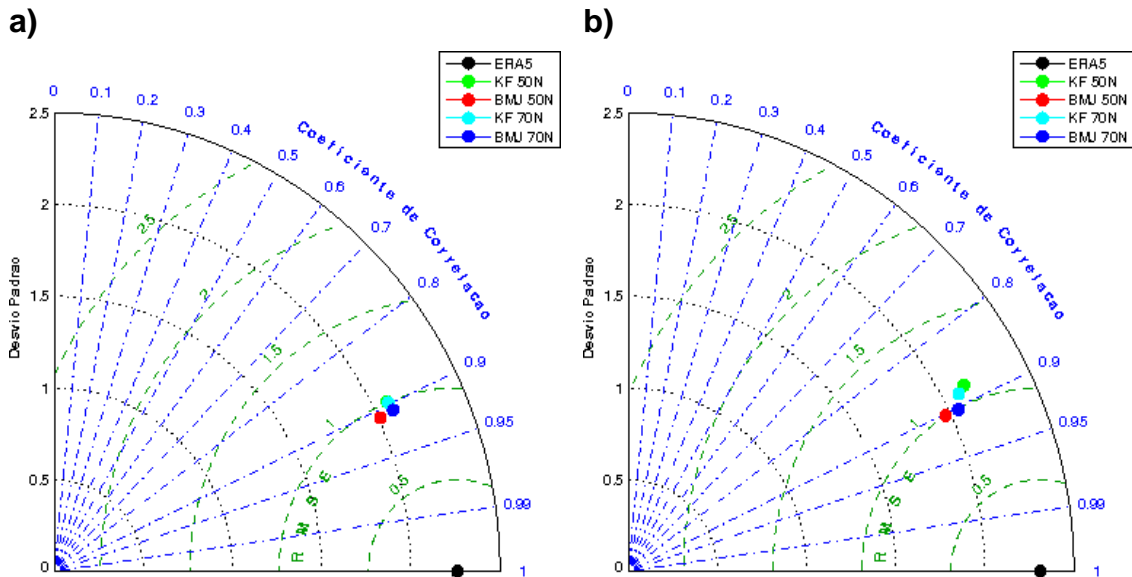
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.23 - Temperatura em 250 hPa (°C) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.24 - Diagrama de Taylor para temperatura em 250 hPa. Correlação, desvio padrão (°C) e REQM (°C) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

4.1.6 Temperatura em 5 hPa

Nota-se que os experimentos (Figuras 4.25 e 4.26) conseguem reproduzir o gradiente meridional de temperatura, com regiões de maiores temperaturas sobre o sul do Hemisfério austral e menores sobre o norte do Hemisfério boreal, principalmente sobre o leste da América do Norte e Groelândia, onde os valores ultrapassam os $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ no ERA5 e os $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ nos experimentos. Na região equatorial, os experimentos não conseguem reproduzir a faixa de temperaturas de cerca de $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ presentes no ERA5.

Vieses negativos de temperatura estão presentes em todo domínio em ambos os experimentos, possivelmente causado pela deficiente representação das interações do ozônio estratosférico com as rotinas do modelo, não resultando aquecimento na absorção dos raios ultravioletas pelo ozônio.

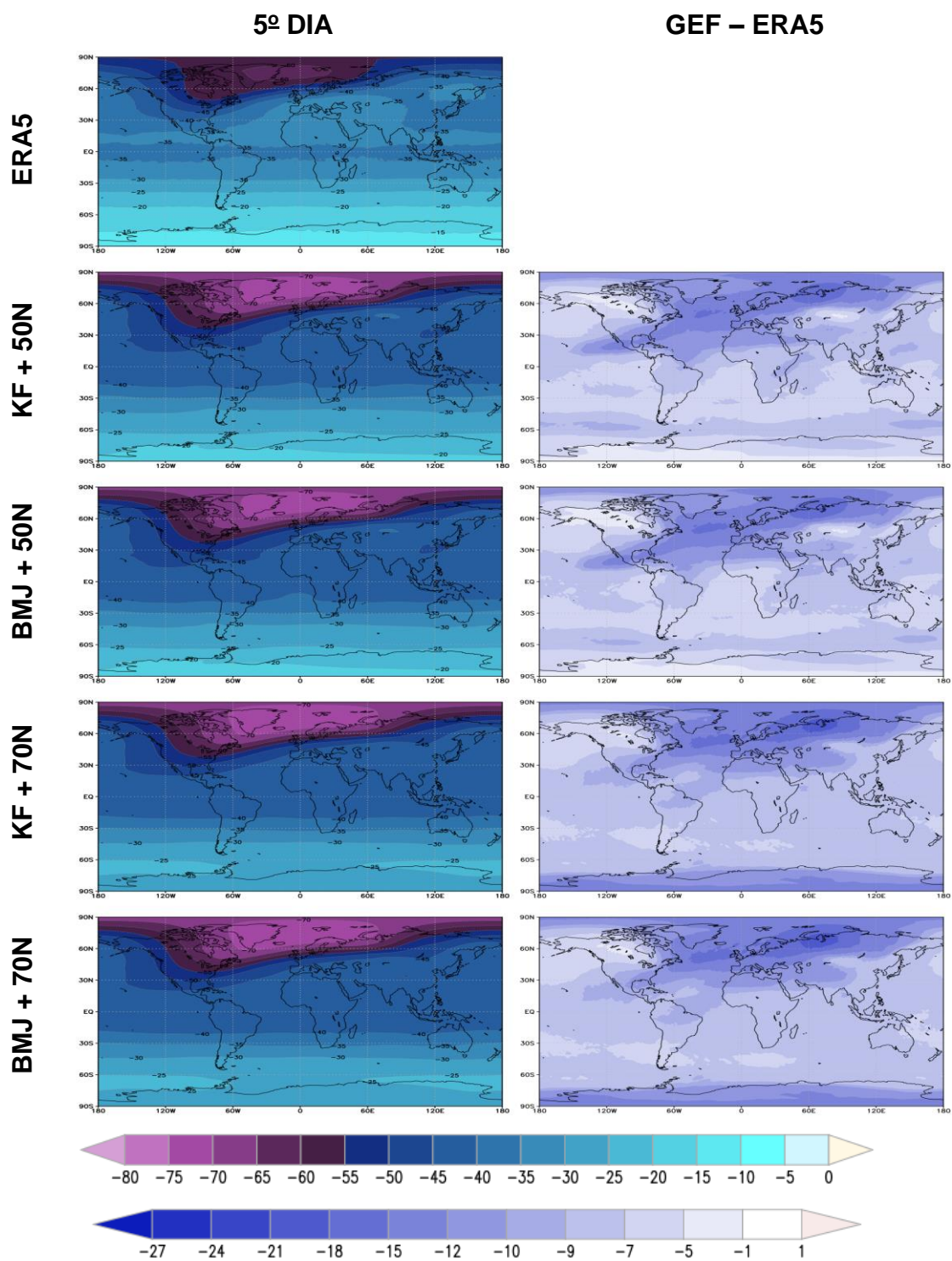
Os maiores erros negativos estão no Hemisfério Norte, exceto sobre o noroeste do Canadá e no Alasca, onde encontram-se os menores erros negativos. Nota-se que o aumento da resolução vertical para 70 níveis acarretou em intensificação dos vieses negativos, principalmente sobre a Antártica, em ambos os esquemas convectivos. Para o horizonte de nove dias, verifica-se aumento da intensidade dos vieses negativos, nos quatro experimentos. Este aumento é maior nos experimentos com 70 níveis verticais.

Os diagramas de Taylor para a temperatura em 5 hPa são apresentados na Figura 4.27. Nota-se que os experimentos com 50 níveis são semelhantes e apresentam 0,91 de correlação linear, 8,9 °C de REQm e 3 °C de desvio padrão, próximos aos 3,2 °C do ERA5. Já as configurações com 70 níveis também são análogas e exibem melhores resultados de correlação linear 0,93, e 9,3 °C de REQm e 2,6 °C de desvio padrão.

Para o nono dia verifica-se o padrão similar das semelhanças entre os níveis, porém com ligeiro aumento dos valores das correlações. As versões com 50 níveis possuem 0,92 de correlação linear, 13,3 °C de REQm e 3,4 °C de desvio padrão, e as de 70 níveis têm valores de 0,94 de correlação linear, 13,3 °C de REQm e 2,9 °C de desvio padrão.

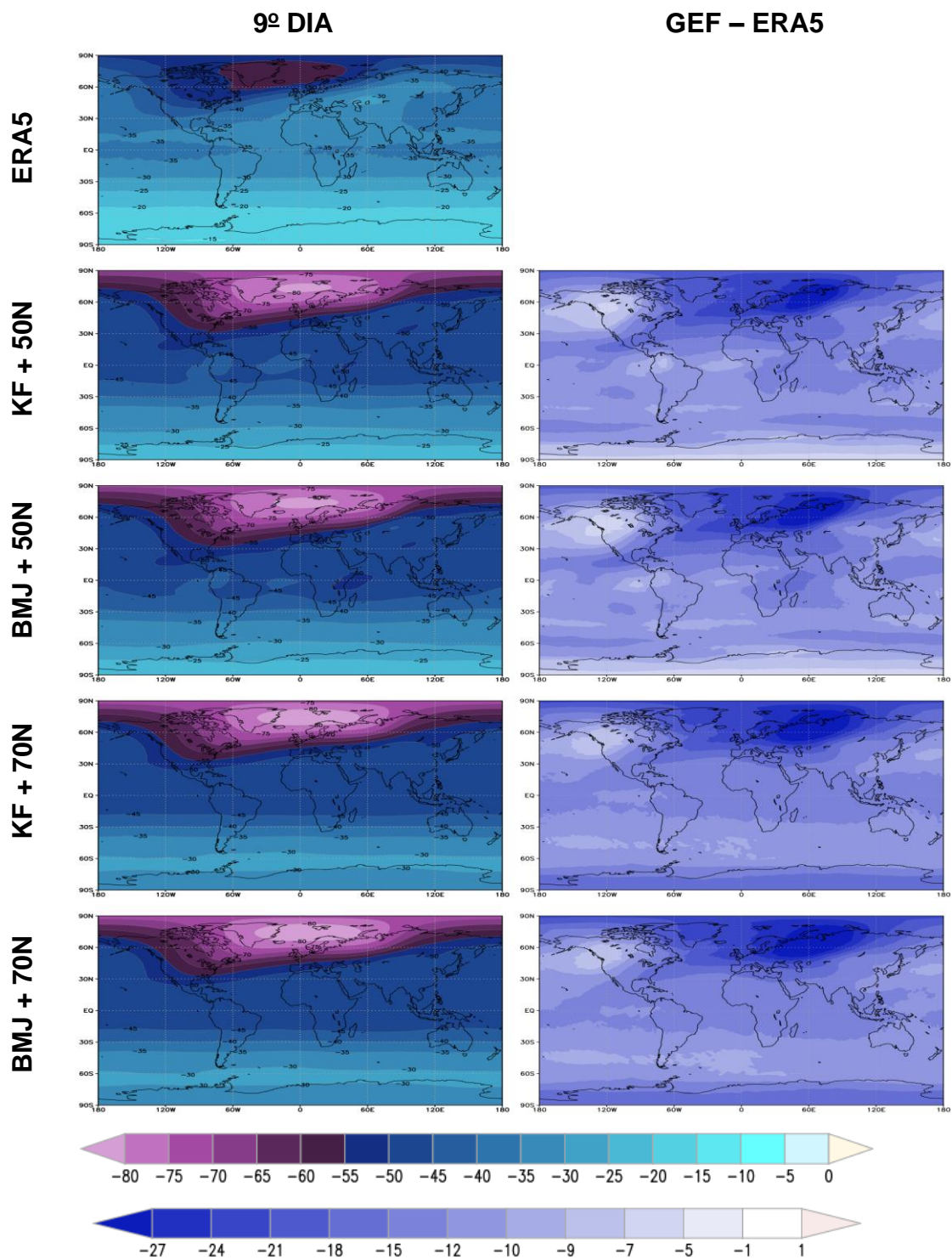
Conclui-se, a partir das análises realizadas acima, que o aumento de níveis verticais resultou em ligeira melhora das correlações de temperatura em 5 hPa, em ambos os prazos simulados.

Figura 4.25 - Temperatura em 5 hPa (°C) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



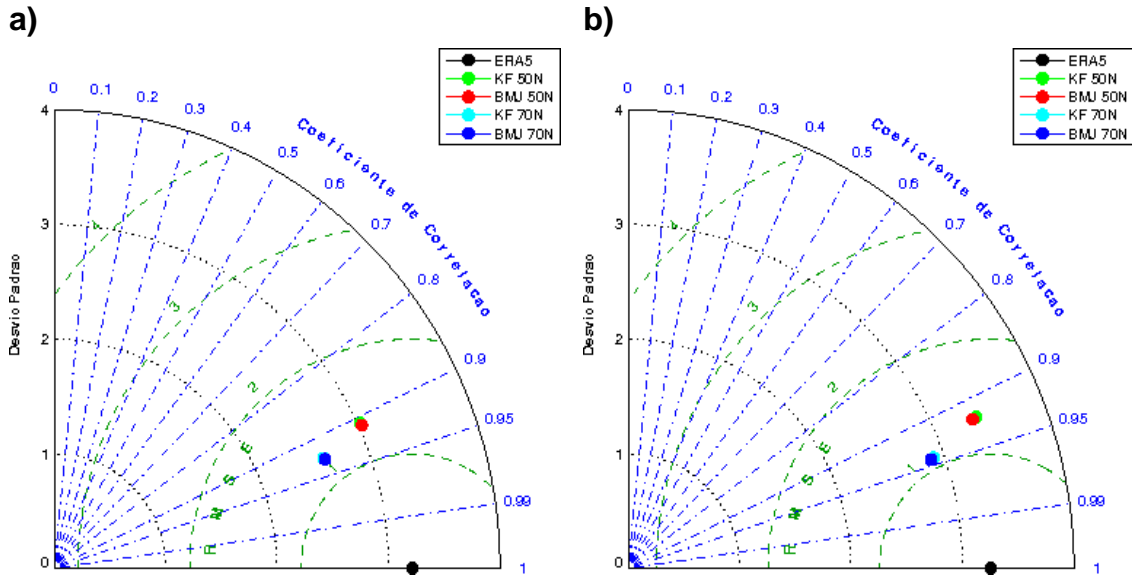
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.26 - Temperatura em 5 hPa (°C) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.27 - Diagrama de Taylor para temperatura em 5 hPa. Correlação, desvio padrão (°C) e REQM (°C) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

4.1.7 Escoamento em 5 hPa

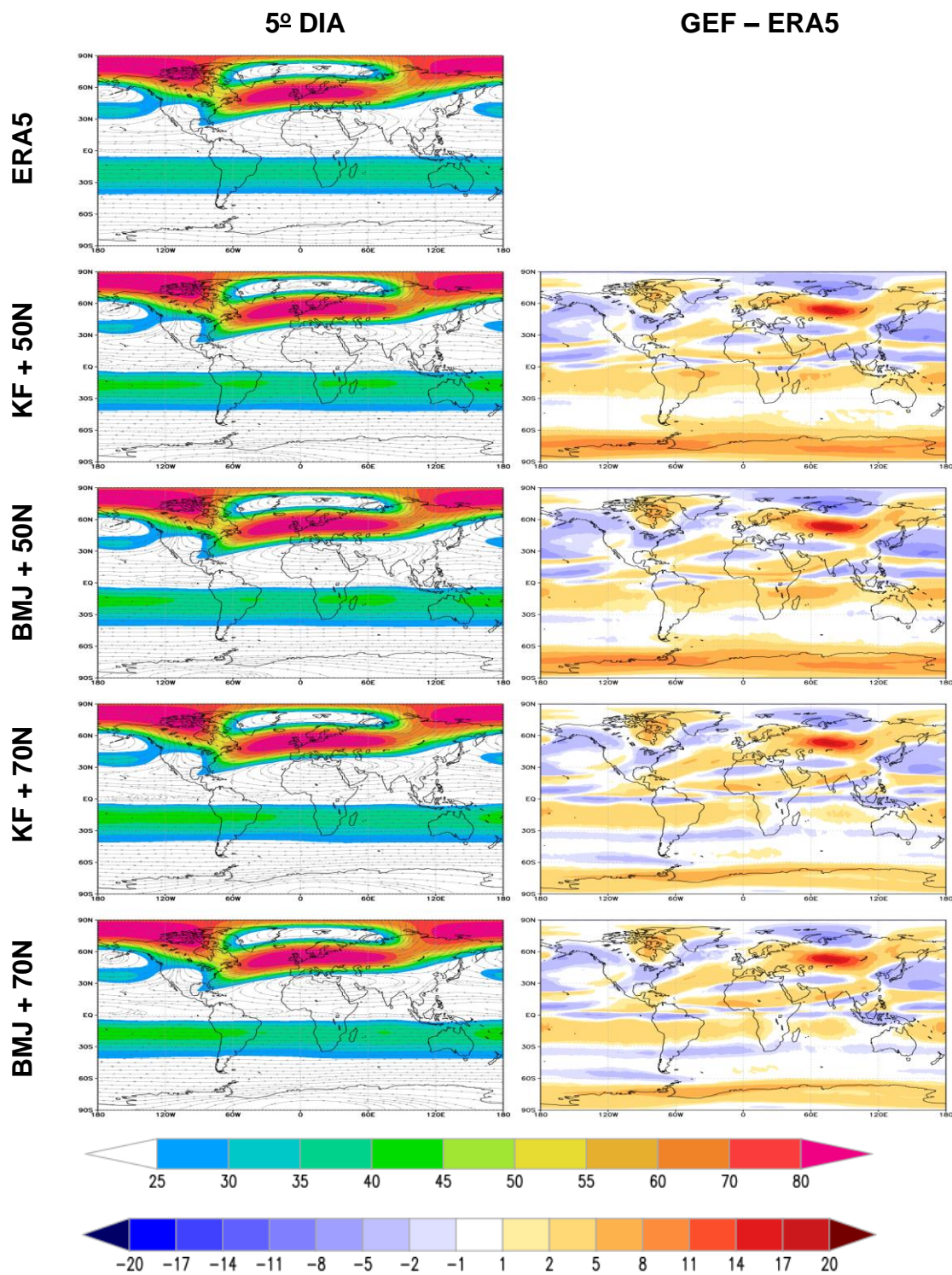
Os experimentos (Figuras 4.28 e 4.29) simulam corretamente a direção do jato de leste no Hemisfério Sul e de oeste no Hemisfério Norte que ocorre em janeiro. Analisando os gradientes meridionais de temperatura das Figuras 4.25 e 4.26 verifica-se que as direções dos escoamentos estão conforme o esperado pelo balanço geostrófico, onde o forte fluxo de oeste em escala planetária, conhecido como Vórtice Polar Estratosférico, aparece como consequência das diferenças de temperatura em grande escala entre as latitudes médias e o polo (WAUGH et al., 2017).

As maiores intensidades do escoamento estão presentes no Hemisfério Norte, e os máximos da intensidade do Hemisfério Sul estão localizados na região entre o Equador até aproximadamente 40°S, em concordância com a reanálise.

No Hemisfério Sul, constata-se que os quatro experimentos intensificam o escoamento na região do jato e sobre a Antártica, principalmente nos

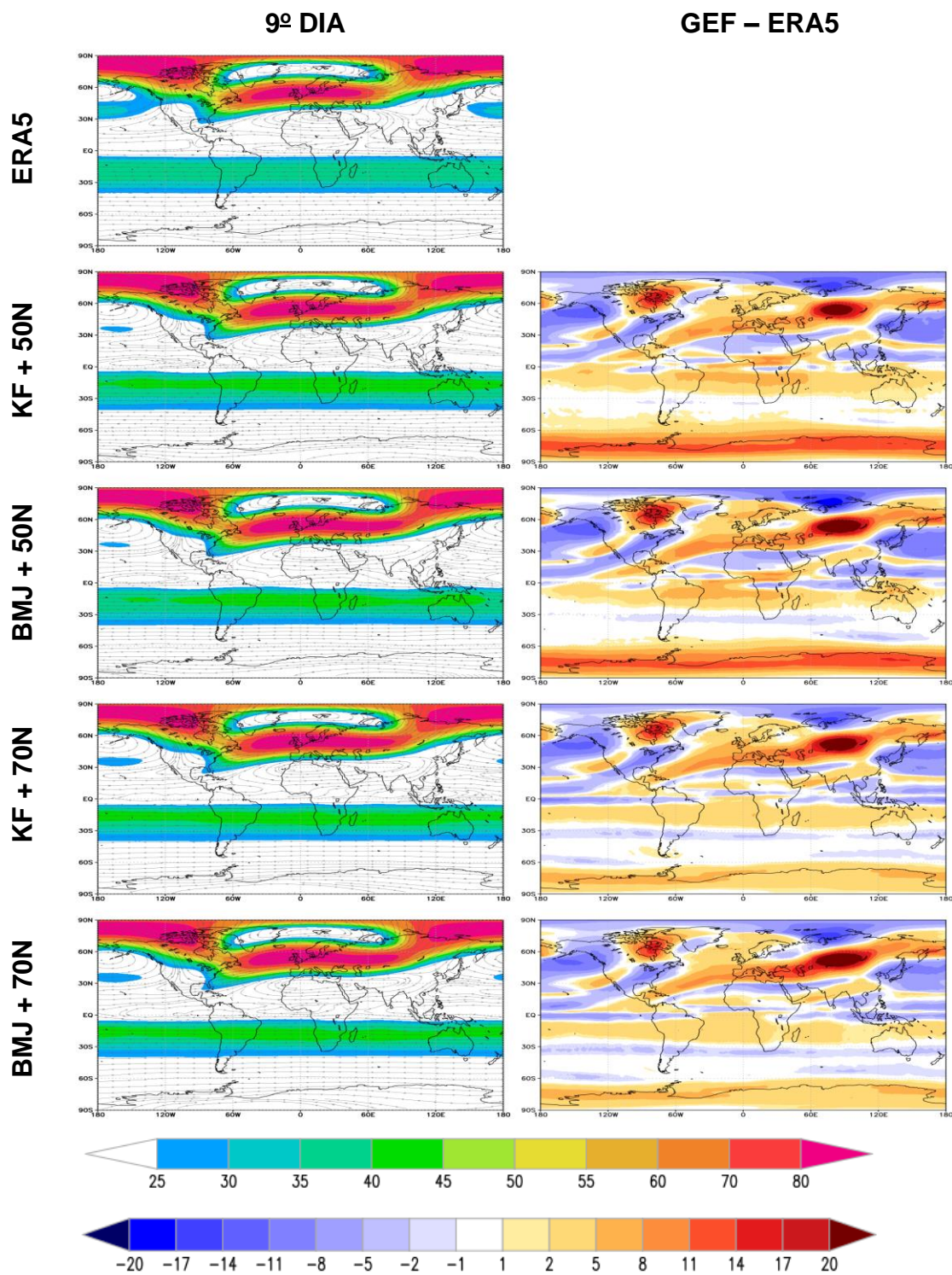
experimentos com 50 níveis verticais. Nota-se que os experimentos com 70 níveis tendem a diminuir consideravelmente a superestimativa sobre a Antártica e gerar áreas de subestimativas no entorno das latitudes de 30°S e 60°S. No Hemisfério Norte, as maiores superestimativas são encontradas sobre a Rússia, onde os erros ultrapassam os 20 m/s. Os erros negativos estão presentes no entorno da latitude de 90°N, sobre o Alasca, leste dos Estados Unidos e sobre o Oceano Pacífico. Não é possível ver grandes diferenças entre os prazos simulados, apenas o aumento dos valores dos erros, em ambos os experimentos.

Figura 4.28 - Velocidade do vento em 5 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.29 - Velocidade do vento em 5 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.

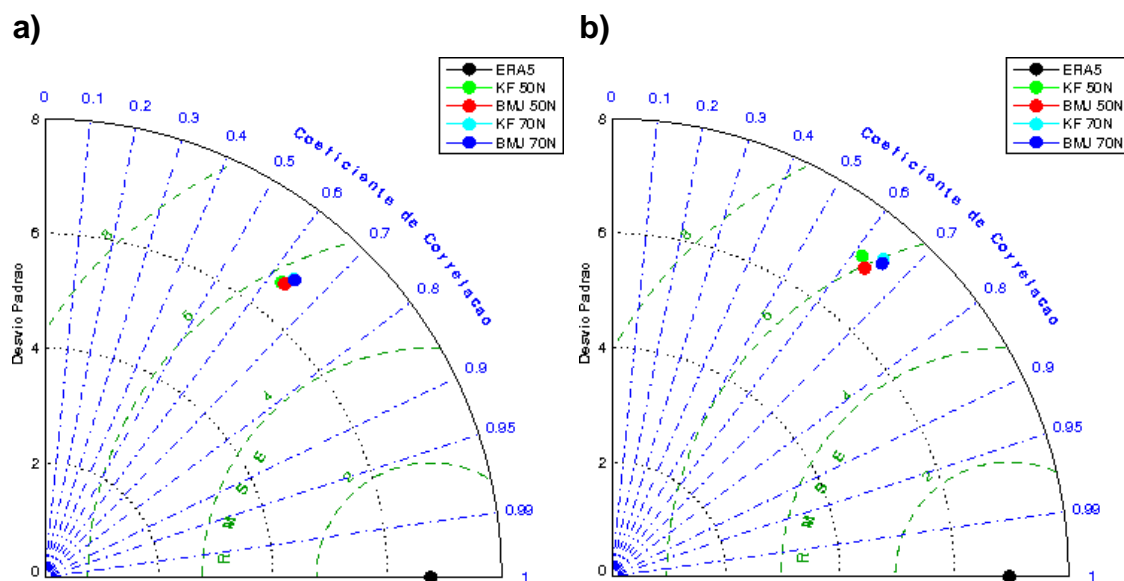


Fonte: Produção do Autor.

A Figura 4.30 apresenta o diagrama de Taylor com os resultados para o escoamento em 5 hPa. Para o quinto dia, nota-se que os experimentos com 70 níveis apresentam os melhores resultados, com correlação linear de 0,64, REQM de 16,9 m/s e desvio padrão de 6,78 m/s, bem próximos aos 6,76 m/s do ERA5. Em comparação, nota-se aumento dos valores de REQM para 17,1 m/s e diminuição do desvio padrão para 6,6 m/s nos experimentos com 50 níveis verticais.

Para o nono dia, nota-se que o experimento BMJ50N tem desvio padrão semelhante ao do ERA5, correlação de 0,64 e REQM de 17,4 m/s. A versão KF50N tem 0,62 de correlação linear, 17,6 m/s de REQM e 7,1 m/s de desvio padrão. Entretanto, as versões com 70 níveis possuem desempenhos semelhantes com correlação de 0,65, REQM de 17,1 m/s e desvios padrão de 7,3 m/s para KF70N e 7,2 m/s BMJ70N. Comparando os prazos simulados, verifica-se aumento dos valores das correlações nos quatro experimentos. Conclui-se, portanto que o aumento dos níveis verticais acarretou em melhores resultados de correlações espaciais para o escoamento em 5 hPa, para ambos os prazos simulados.

Figura 4.30 - Diagrama de Taylor para velocidade do vento em 5 hPa. Correlação, desvio padrão ($m s^{-1}$) e REQM ($m s^{-1}$) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

4.1.8 Escoamento em 250 hPa

As Figuras 4.31 e 4.32 apresentam os campos médios do escoamento atmosférico em 250 hPa. Os experimentos conseguem representar com eficácia os padrões de circulação, posicionando os vórtices ciclônicos e anticiclônicos de altos níveis. A circulação é intensa e predominantemente de oeste em resposta ao gradiente de temperatura do polo para o Equador em ambos os hemisférios. Nos trópicos, a circulação é mais fraca comparada as latitudes médias e altas. As regiões de máxima magnitude do escoamento também são bem representadas pelos quatro experimentos.

Nota-se que os jatos em janeiro são mais intensos no Hemisfério Norte, hemisfério de inverno, principalmente sobre a China, Japão e Oceano Pacífico Norte adjacente. No Hemisfério Sul, verifica-se a presença dos jatos entorno do cinturão de $60^{\circ}S$. As intensidades dos jatos simulados pelo modelo são

relativamente menores comparado a reanálise, principalmente no Hemisfério Sul.

Para o quinto dia, os experimentos posicionam razoavelmente os vórtices anticiclônicos sobre a América do Sul e África, os cavados no nordeste do Brasil (NEB) e no Oceano Pacífico, os ciclones no leste da América do Norte e da Rússia. Também simulam as baixas e cristas sobre a Antártica. Entretanto, no nono dia as posições de alguns destes centros são deslocadas. A seguir será discutido as diferenças nas circulações entre os experimentos com ênfase na América do Sul e oceanos adjacentes.

Sobre a América do Sul, nota-se a presença de uma circulação anticiclônica de grande escala, centrada no platô boliviano, denominada da Alta da Bolívia (AB) (KOUSKY e GAN, 1981; ZHOU e LAU, 1998) e do Cavado sobre o Nordeste (CNEB) (LENTERS e COOK, 1997), fenômenos característicos durante o verão austral. Segundo Ferreira et al. (2004), estes fenômenos governam a circulação de ar superior e contribuem para a precipitação que ocorrem nas regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil.

No quinto dia, os experimentos KF50N, BMJ50N e KF50N simulam a posição do centro da AB semelhante a reanálise, enquanto no KF70N o centro da AB não está bem configurado. No entanto, os quatro experimentos apresentam uma expansão longitudinal da área de atuação da AB, principalmente aqueles experimentos com a parametrização convectiva KF. A configuração do cavado no NEB a leste da AB e sua inclinação é representada nos experimentos com a parametrização convectiva de BMJ. Contudo, os experimentos com KF mostram um vórtice ciclônico fechado no NEB, com parte do escoamento de leste, em desacordo com a reanálise. O posicionamento do cavado sobre o Oceano Pacífico também é melhor representado com a parametrização BMJ.

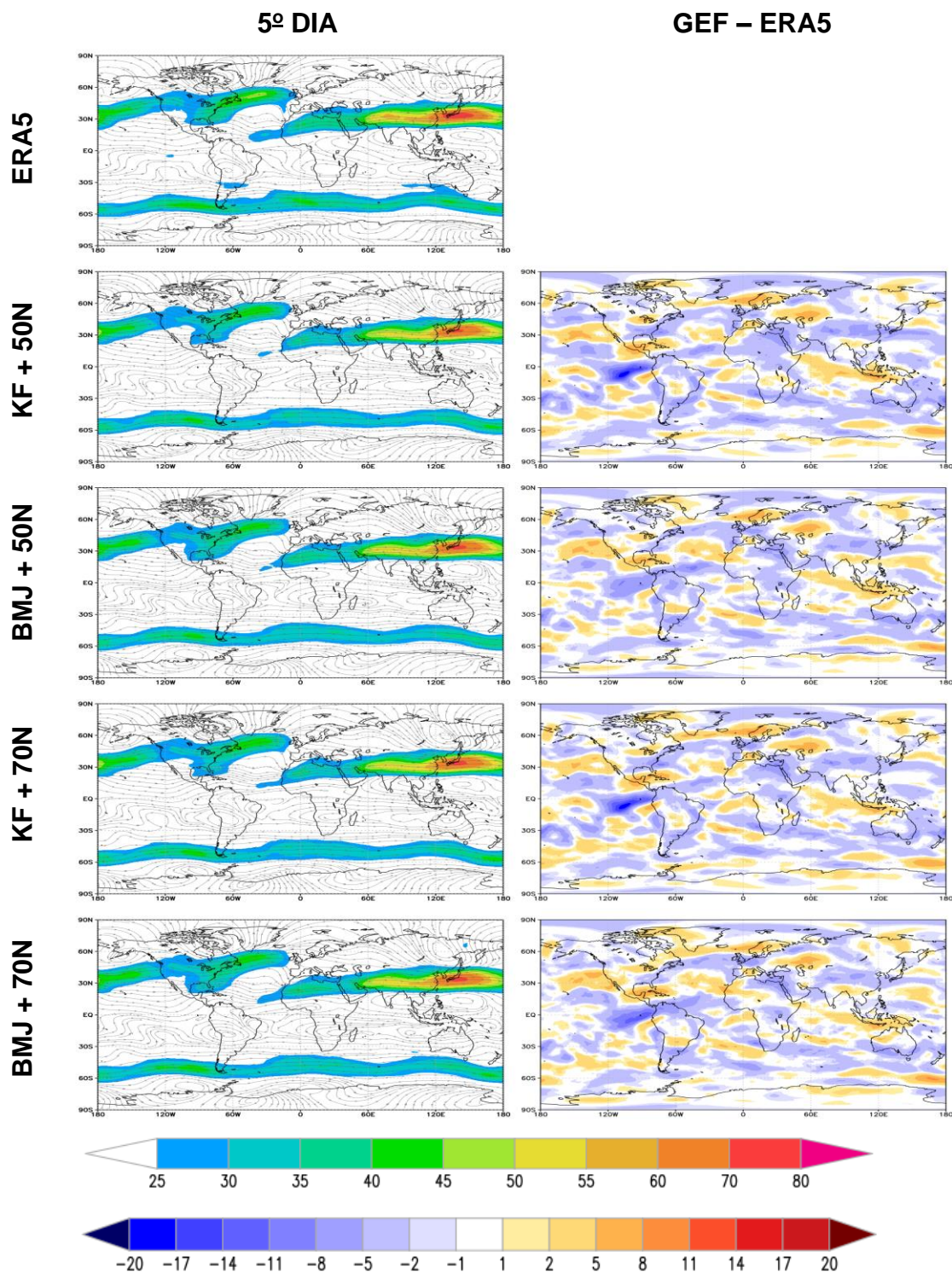
Para o nono dia, as simulações posicionam o centro da AB para leste da posição da reanálise, exceto no BMJ70N, o qual não apresenta o centro bem configurado. A direção do escoamento no NEB é melhor representada pelos experimentos com BMJ, principalmente com 50 níveis verticais. O posicionamento do cavado no Pacífico é razoavelmente representado nos

experimentos com BMJ. Conclui-se, portanto, que o escoamento em altos níveis sobre a América do Sul e oceanos adjacentes é melhor representado pela parametrização convectiva de BMJ, especialmente com 50 níveis verticais. A melhor representação do escoamento em 250 hPa contribuiu, possivelmente, para a melhor simulação da precipitação, conforme identificada na Figura 4.7.

Os campos das diferenças mostram regiões de vieses positivos e negativos em ambos os experimentos, com maiores valores negativos sobre o Oceano Pacífico equatorial. Latinović (2018), em seus experimentos, constatou que a partir do quinto dia de simulação, os máximos de vento em 200 hPa estão deslocados em relação à reanálise, comparados com as primeiras horas de integração, principalmente no sul do Pacífico, na Austrália e no mar de Bering.

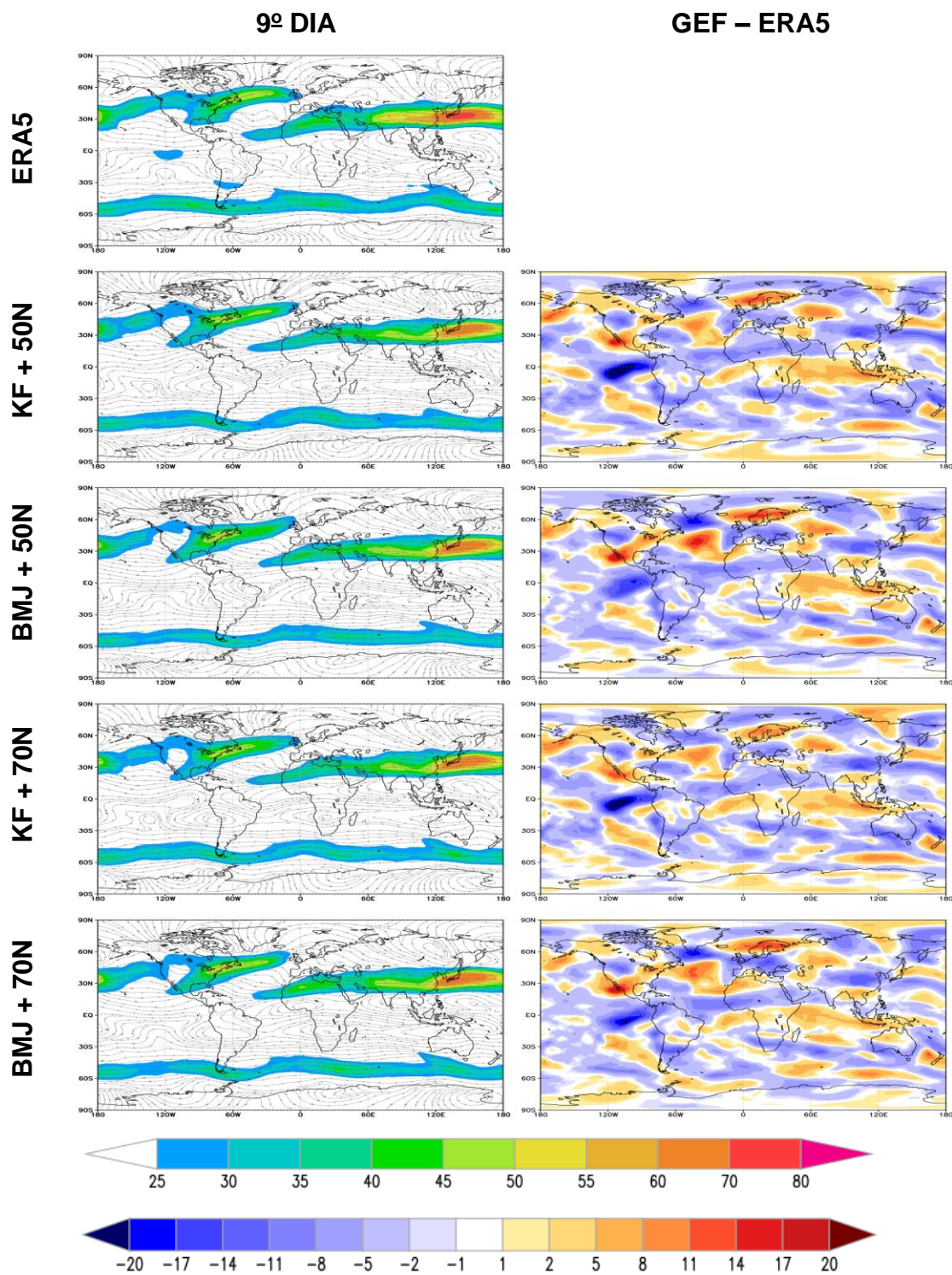
A média das simulações do nono dia mostra aumento da intensidade dos jatos no Oceano Atlântico Norte, com valores semelhantes aos da reanálise. Entretanto, nota-se diminuição da intensidade do máximo relatado sobre as adjacências do Oceano Pacífico Norte, em ambos os experimentos. Os campos das diferenças também mostram intensificação dos erros em todo o domínio.

Figura 4.31 - Velocidade do vento em 250 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

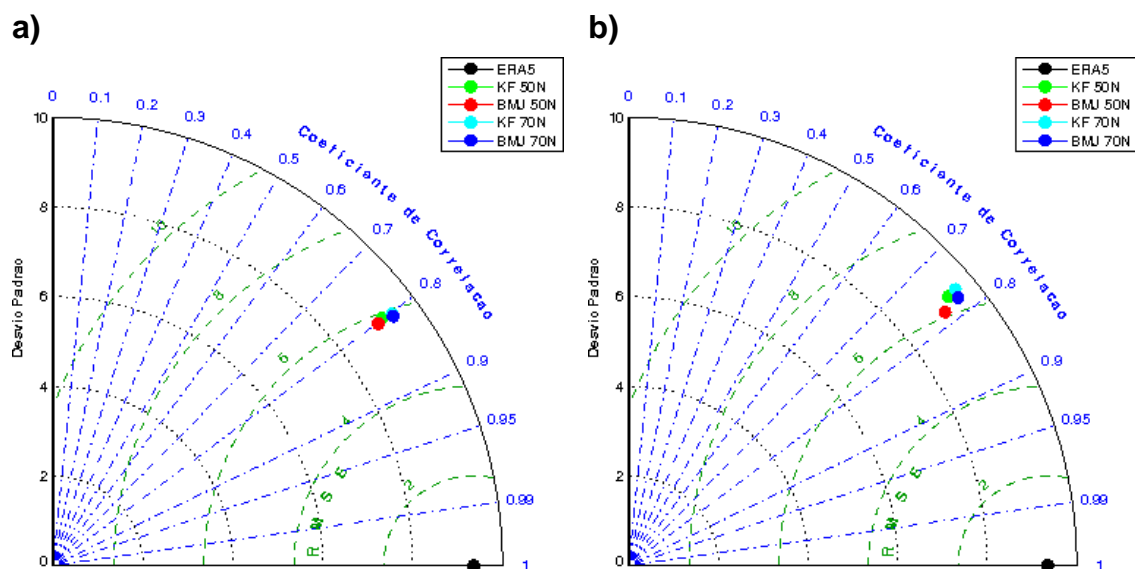
Figura 4.32 - Velocidade do vento em 250 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

A Figura 4.33 mostra o diagrama de Taylor para o escoamento em 250 hPa, para o quinto e nono dia. Verifica-se que os quatro experimentos apresentam resultados próximos, porém aqueles que utilizam a parametrização convectiva de BMJ apresenta ligeira melhora nos resultados, com correlação linear de 0,8. Para o nono dia, nota-se diminuição dos valores das correlações nos quatro experimentos. Os experimentos com BMJ mantem os melhores resultados, principalmente com 50 níveis, que apresentou correlação linear de 0,78. Conclui-se, também pela análise, que o escoamento em 250 hPa é melhor representado pela parametrização convectiva de BMJ e com 50 níveis verticais.

Figura 4.33 - Diagrama de Taylor para velocidade do vento em 250 hPa. Correlação, desvio padrão ($m s^{-1}$) e REQM ($m s^{-1}$) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

4.1.9 Escoamento em 850 hPa

Analisando o escoamento atmosférico médio próximo a superfície (Figuras 4.34 e 4.35), constata-se que os experimentos conseguem simular o escoamento predominante de oeste em latitudes médias, em ambos os hemisférios, e de leste na região equatorial. A maior parte dos centros ciclônicos e anticiclônicos

foram posicionados em relação à reanálise, e estão de acordo com posicionamento dos centros de pressão relatados nas Figuras 4.13 e 4.14.

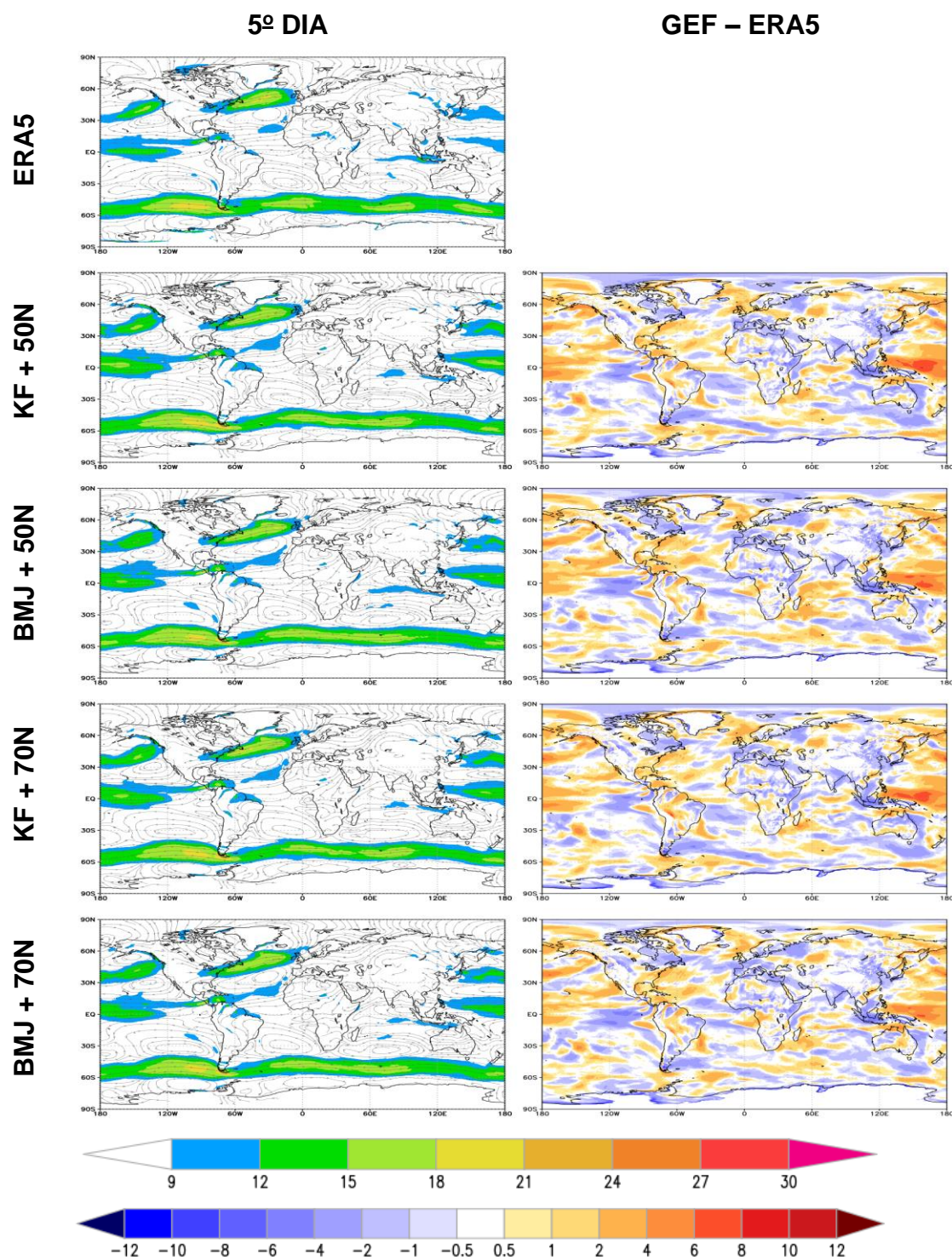
Com relação a velocidade do vento, os experimentos simulam os valores mais intensos no Hemisfério Sul na faixa latitudinal entre 40°S e 60°S, com núcleos de maiores intensidades na porção sul dos anticiclones subtropicais, principalmente o do Oceano Pacífico. No Hemisfério Norte, os ventos mais intensos estão presentes na porção norte dos anticiclones subtropicais, principalmente o do Oceano Atlântico. Na região equatorial, os experimentos posicionam razoavelmente as regiões de máximos do escoamento de leste.

Os experimentos mostram que as intensidades das regiões de máxima velocidade do escoamento, relatadas anteriormente, são superestimadas. Similarmente, Martins et al. (2015) encontraram em sua climatologia utilizando o modelo MCGA/CPTEC superestimativa em alguns pontos na faixa de latitude entre 40°S e 60°S. Na faixa equatorial, também se nota superestimativa nas regiões de máxima velocidade, com diferenças superiores a 10 m/s no oeste do Oceano Pacífico. Entretanto, as demais áreas oceânicas tropicais são subestimadas nos quatro experimentos, principalmente no Hemisfério Sul.

Os experimentos também subestimam o escoamento nas altas latitudes, principalmente no Hemisfério Norte. Com ênfase na América do Sul, os quatro experimentos superestimam o escoamento na região dos Jatos de Baixos Níveis (JBN - MARENGO et al., 2004) a leste dos Andes e subestimam o escoamento dos ventos Alísios no NEB. Entre os experimentos não é possível notar grandes diferenças nas soluções simuladas pelo modelo, apenas no aumento dos valores dos erros do 5º para o 9º dia.

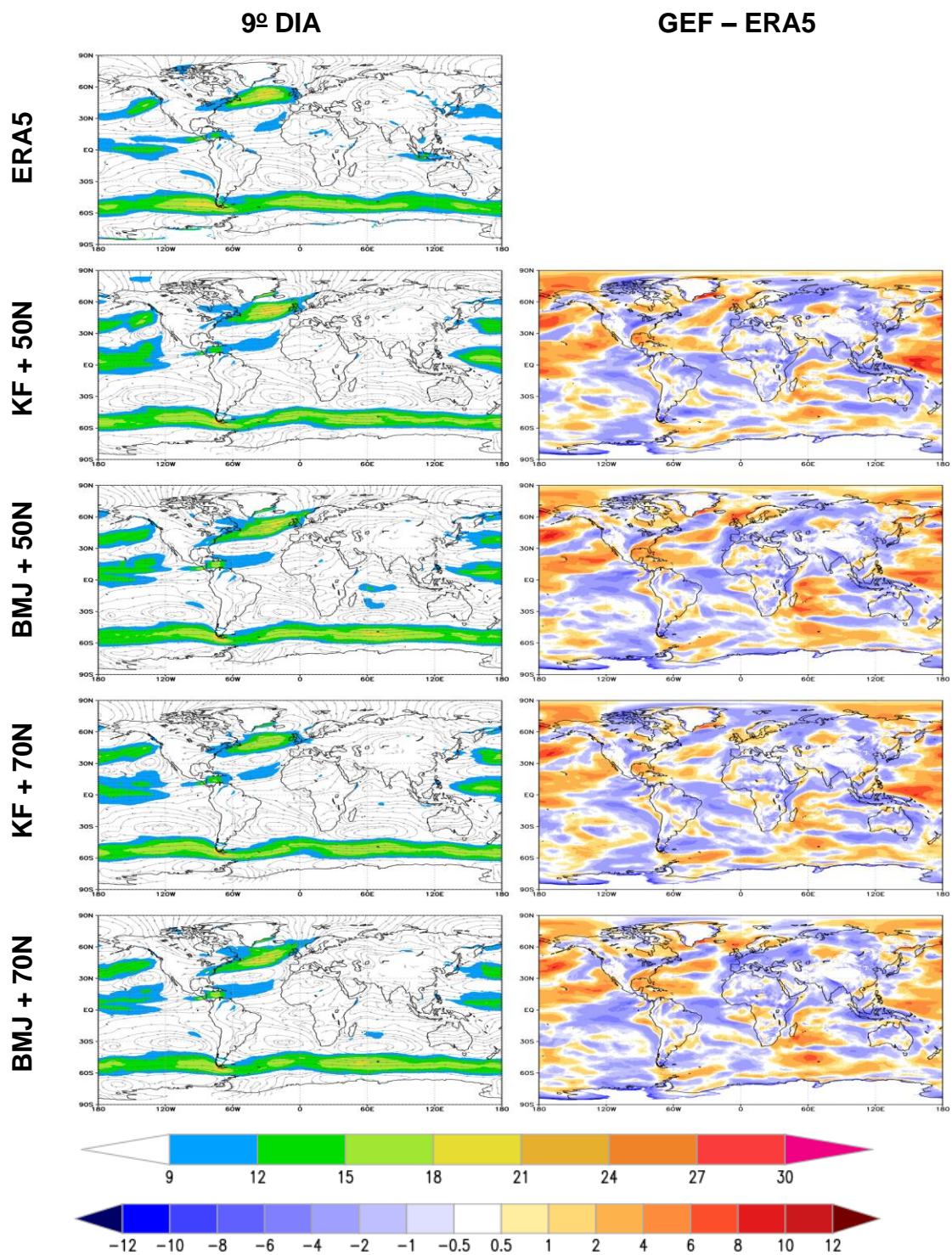
Os valores das métricas para o escoamento em 850 hPa são mostrados na Figura 4.36, na qual verifica-se poucas diferenças entre os experimentos. O experimento BMJ70N apresenta resultados ligeiramente melhores, com correlação espacial de 0,54, desvio padrão de 3,9 m/s e REQM de 4,88 m/s, para o quinto dia. Para o nono dia, considerando, respectivamente, essas métricas, os valores são 0,52, 3,9 m/s e 5,1 m/s.

Figura 4.34 - Velocidade do vento em 850 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



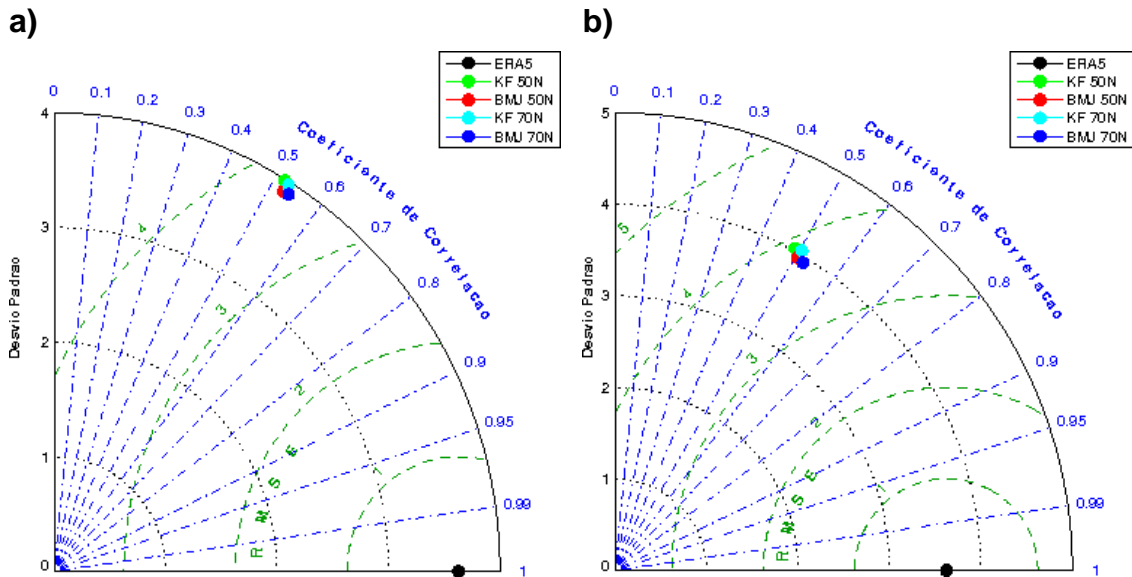
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.35 - Velocidade do vento em 850 hPa ($m s^{-1}$) e linhas de corrente para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.36 - Diagrama de Taylor para velocidade do vento em 850 hPa. Correlação, desvio padrão (m s^{-1}) e REQM (m s^{-1}) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

4.1.10 Altura geopotencial em 500 hPa

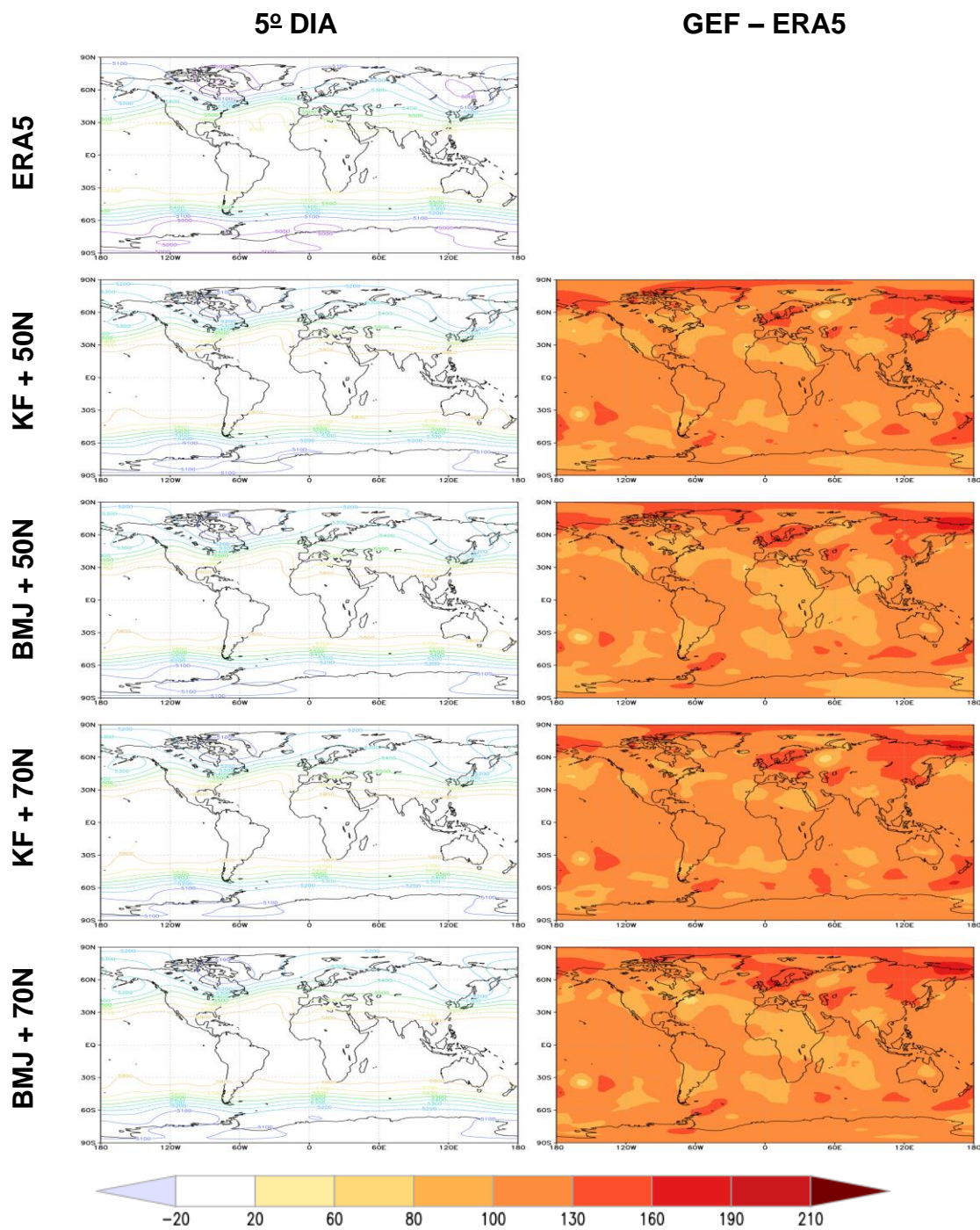
Os campos médios da altura geopotencial em 500 hPa são mostrados nas Figuras 4.37 e 4.38. A análise no nível de 500 hPa é importante, pois este nível representa a atmosfera média e tem a função de conduzir os sistemas meteorológicos que atuam em superfície.

Os experimentos conseguem simular a maioria das cristas e cavados, porém deslocados norte-sul em relação à reanálise. Assim como em Latinović (2018), as maiores diferenças no posicionamento estão presentes nas regiões polares. No Hemisfério Sul, os experimentos tendem a suavizar as cristas e cavados, e as isoípsas de 5700 e 5800 gpm são deslocadas para sul nos quatros experimentos, ao contrário do deslocamento para norte encontrado no trabalho de Latinović (2018).

Nota-se que os experimentos superestimam a altura geopotencial em grande parte das localidades. As maiores superestimativas estão presentes no Polo Norte e em centros nas latitudes médias de ambos os hemisférios. O leste da Rússia é a região com as maiores superestimativas, onde as diferenças ultrapassam os 210 metros no nono dia de simulação, nos quatro experimentos. Na região tropical superestimativas são da ordem de 100 metros. Fracas subestimativas estão presentes em algumas regiões entorno da latitude de 60°N no nono dia de simulação, principalmente nos experimentos com a parametrização convectiva de BMJ. Verifica-se aumento dos valores dos erros com o aumento do prazo simulado, em ambos os experimentos.

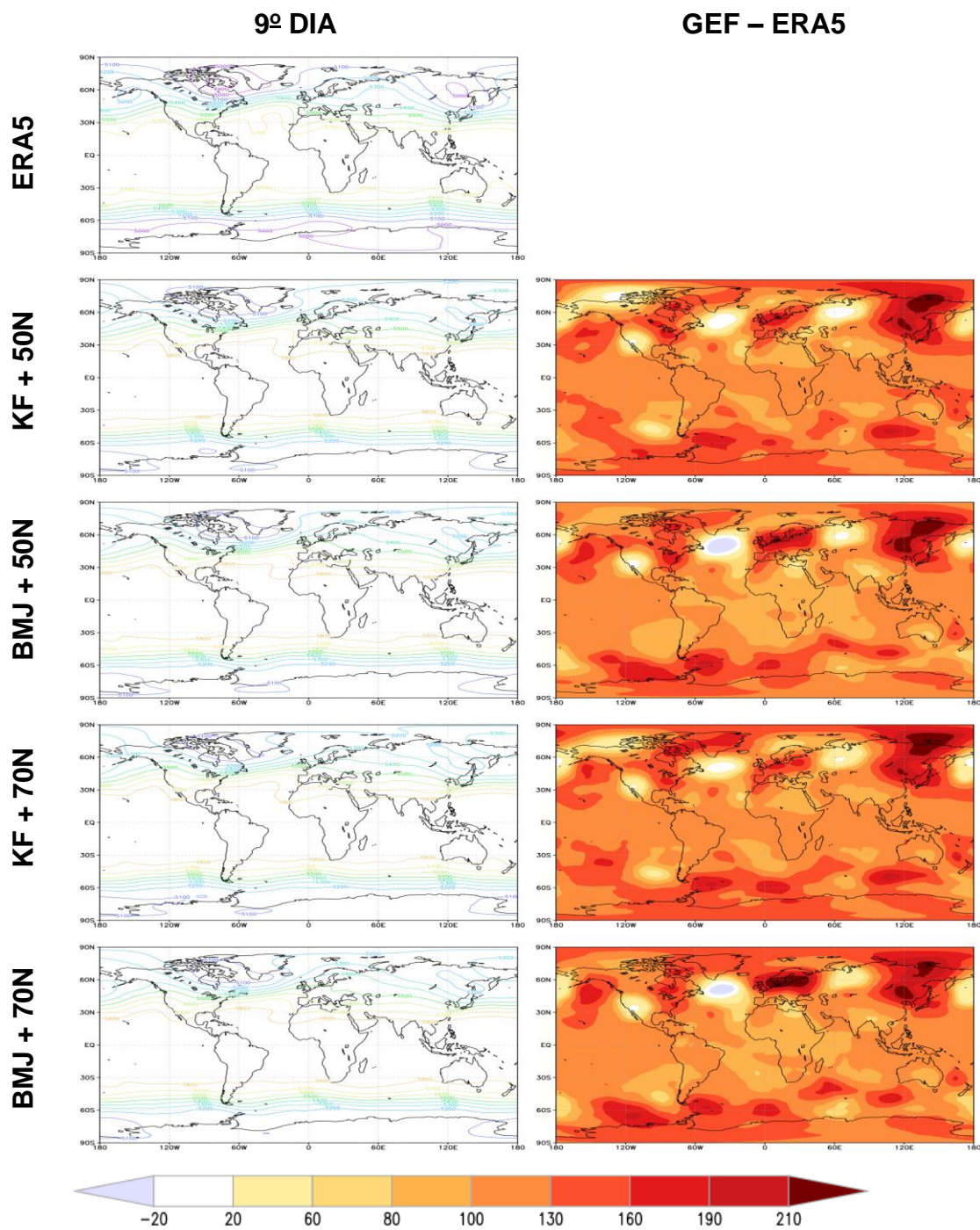
A Figura 4.39 mostra o diagrama de Taylor para a altura geopotencial no nível de 500 hPa. Nota-se que os resultados são similares. Para o quinto dia os experimentos possuem os melhores resultados com correlação espacial de 0,96 e desvio padrão de 59 metros. Para o nono dia, nota-se diminuição da correlação para 0,95 e desvio padrão de 61 metros. Conclui-se que para ambos os experimentos e prazos, os resultados simulados apresentam bons valores de correlação espacial.

Figura 4.37 - Altura geopotencial em 500 hPa (contorno colorido, gpm) para o 5º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



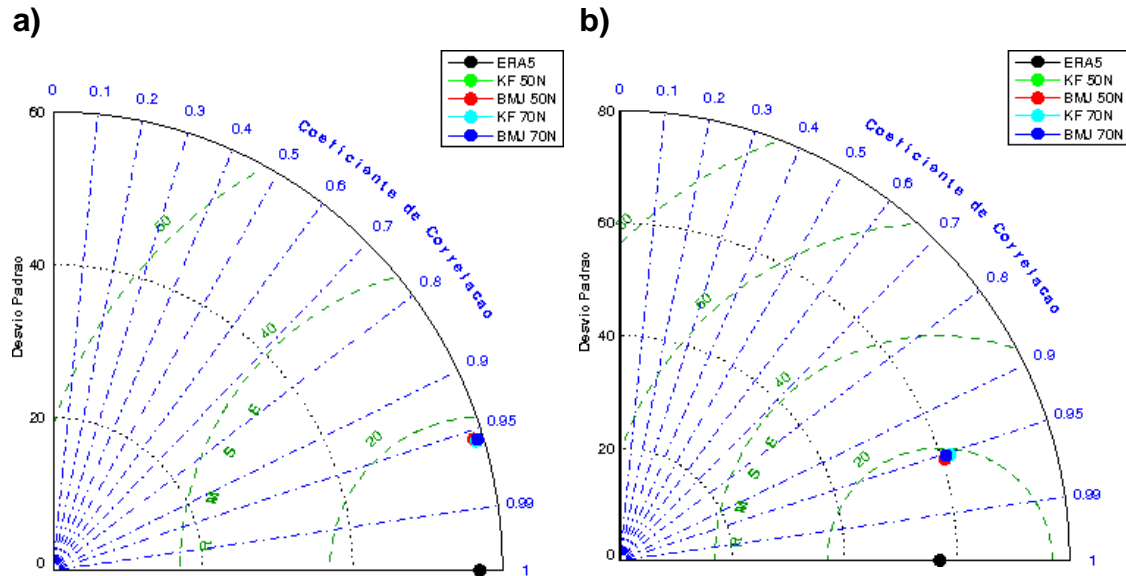
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.38 - Altura geopotencial em 500 hPa (contorno colorido, gpm) para o 9º dia de integração. A coluna da esquerda apresenta os campos médios da reanálise do a) ERA5 e dos seguintes experimentos: b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis, e) BMJ 70 níveis. A coluna da direita mostra o erro médio dos experimentos.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.39 - Diagrama de Taylor para a altura geopotencial em 500 hPa. Correlação, desvio padrão (gpm) e REQM (gpm) para cada experimento e média da reanálise do ERA5 para os prazos de simulação de 5 dias (a) e 9 dias (b).



Fonte: Produção do Autor.

4.2 Média Zonal

Nesta seção, são apresentados a estrutura vertical média zonal simulada pelo modelo GEF, correspondentes aos prazos de integração de 5 e 9 dias das variáveis: temperatura, componente zonal e meridional do vento, e umidade específica. Os valores calculados dentro da topografia foram excluídos dos cálculos.

4.2.1 Temperatura

As Figuras 4.40 e 4.41 apresentam as seções zonais médias de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), respectivamente para o quinto e o nono dia das simulações, para cada experimento e a média da reanálise do ERA5.

A temperatura decresce com a altura em direção a tropopausa, em aproximadamente 100 hPa na região tropical e 250 hPa no polo Sul (hemisfério de verão). Nota-se que a tropopausa é mais alta e fria na região equatorial, onde as temperaturas atingem os $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$ e mais baixa e mais quente nas regiões polares, onde as temperaturas estão na faixa dos $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$, o que concorda com os valores típicos encontrados por Peixoto e Oort (1992).

A influência da superfície diminui com a altura, de modo que até os níveis médios ($\sim 600\text{ hPa}$), os máximos de temperatura positivas são encontrados nas regiões tropicais e os mínimos em superfície nas regiões polares, apresentando uma certa simetria em relação ao Equador. Os gradientes horizontais de temperaturas são orientados dos polos ao Equador, concordando com o saldo de radiação solar recebido pela superfície. Em superfície, nota-se também a variação latitudinal da temperatura, onde as temperaturas positivas estendem-se de 60°S até 45°N , em conformidade com a sazonalidade. O gradiente vertical de temperatura entre superfície e a tropopausa atinge valores de aproximadamente $100\text{ }^{\circ}\text{C/Km}$ na região equatorial.

Na região da tropopausa tropical ($\sim 100\text{ hPa}$), os gradientes horizontais são invertidos, em comparação com a superfície. Nessa região, as temperaturas mais baixas são encontradas sobre o equador e nas altitudes mais altas do Hemisfério Norte.

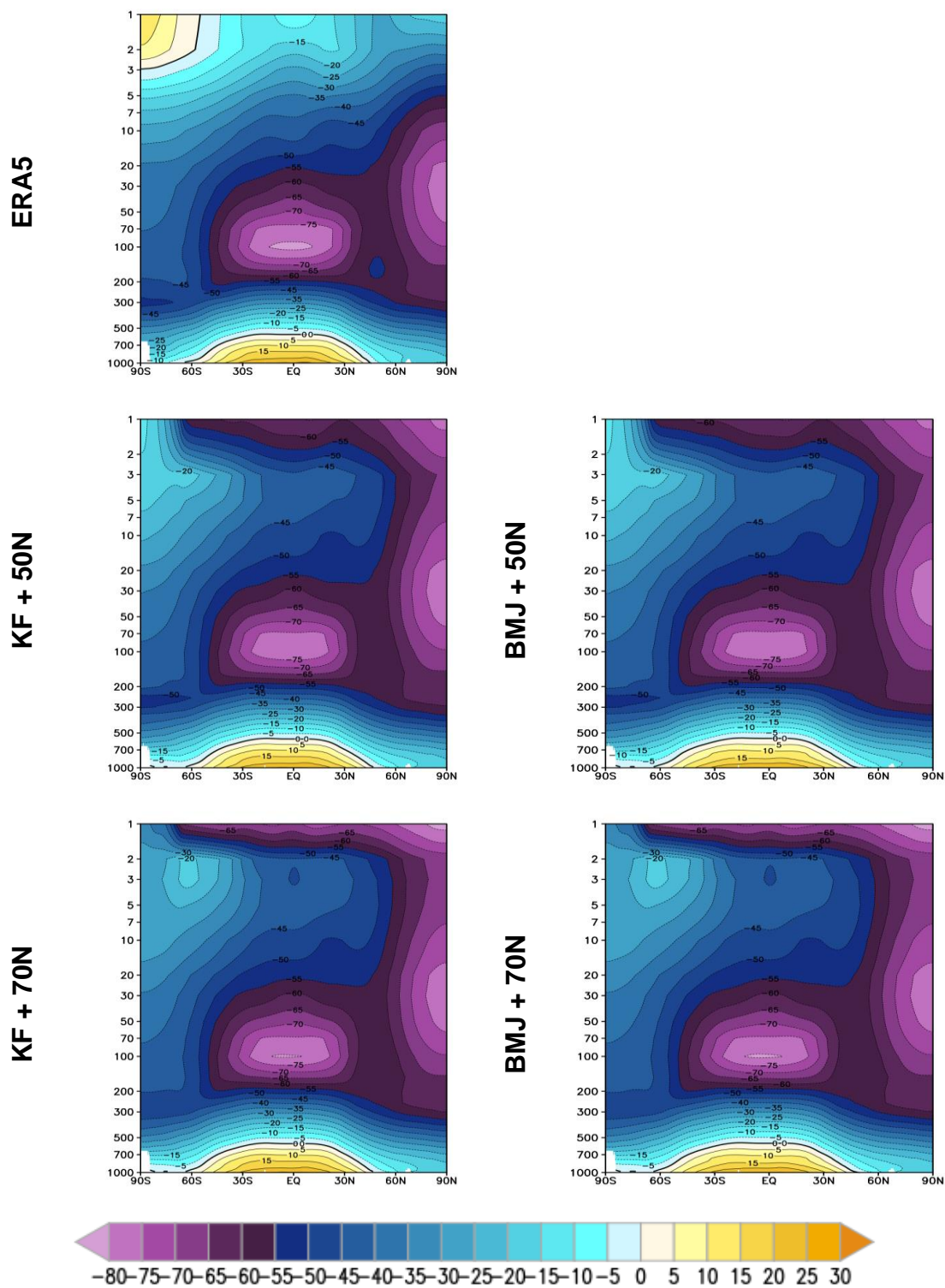
A variação latitudinal da temperatura na estratosfera é coerente com a radiação solar recebida, onde os maiores valores de radiação incidentes estão sobre a região polar do Hemisfério Sul durante o verão. Nesse sentido, nota-se um gradiente de temperatura entre os polos norte e sul, que conduz o escoamento predominantemente de oeste, no Hemisfério Norte e de leste, no Hemisfério Sul, como visto nas Figuras 4.28 e 4.29. Temperaturas mais baixas são

encontradas na região polar do Hemisfério Norte, hemisfério de inverno, com valores mínimos em aproximadamente 50 hPa. Esse centro de valores mínimos de temperatura pode estar associado ao Vórtice Polar Estratosférico (WAUGH et al., 2017).

Nota-se que as simulações conseguem simular o padrão de temperatura da baixa atmosfera, com pequenas diferenças nas proximidades da Antártica. Na região da tropopausa equatorial, os quatro experimentos conseguem representar as temperaturas mínimas de aproximadamente -80 °C. Na região polar do Hemisfério Norte, os experimentos conseguem simular o mínimo de temperaturas em aproximadamente 50 hPa, entretanto prolongam estes valores até o topo do modelo. As temperaturas positivas sobre a alta atmosfera nas latitudes altas do Hemisfério Sul, próximas a estratopausa (~1hPa), não são simuladas pelo modelo. Tal erro, deve ser investigado em trabalhos futuros. Uma das possíveis causas deste erro pode estar associada à ineficiente representatividade dos fluxos radiativos e suas interações com o ozônio estratosférico. Não se constata grandes diferenças nos perfis médios de temperatura entre os prazos simulados, exceto em uma área maior de valores negativos na alta atmosfera.

Figura 4.40 - Média zonal da temperatura média (°C) para o 5º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.

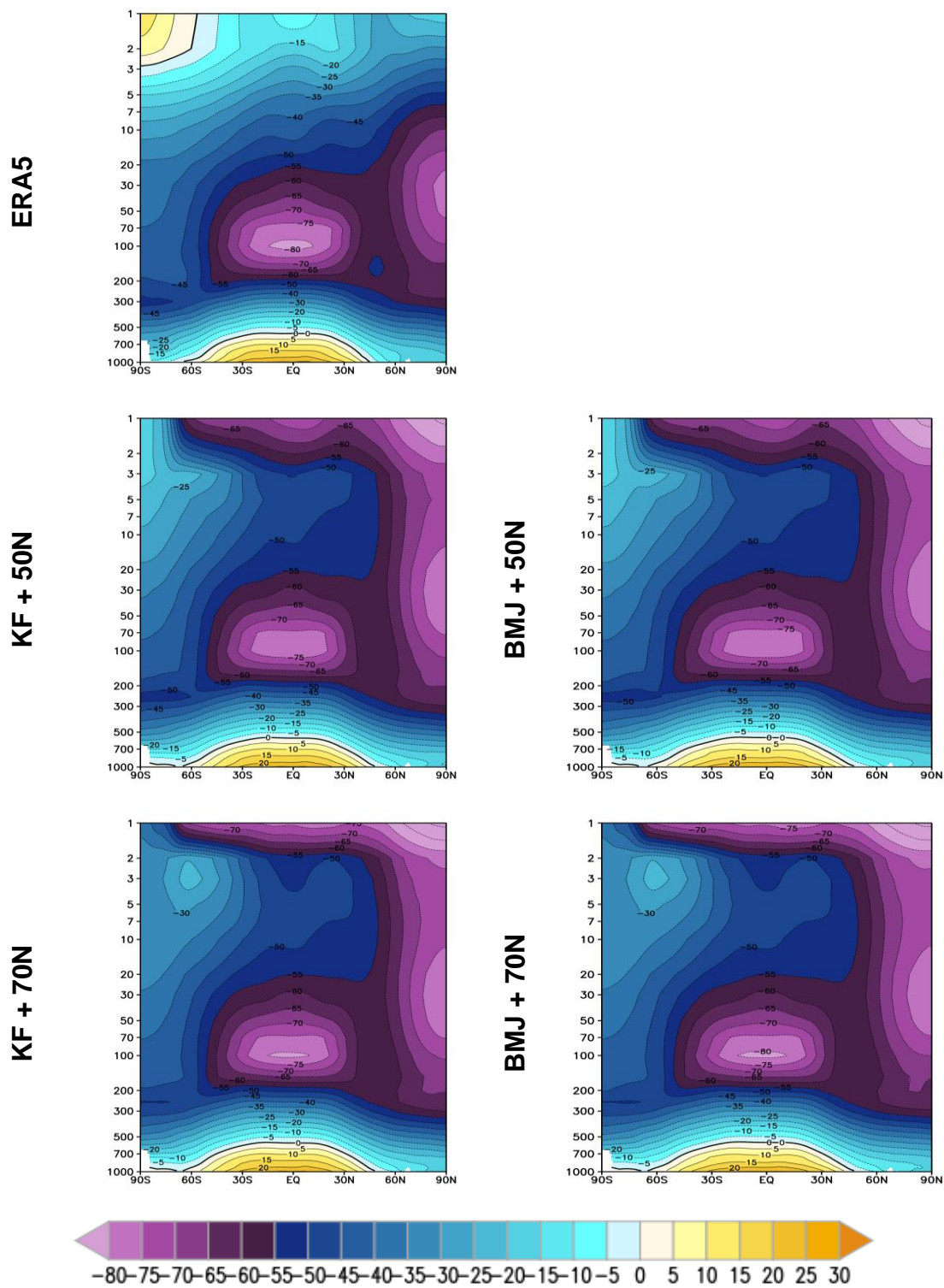
5º DIA



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.41 - Média zonal da temperatura média (°C) para o 9º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.

9º DIA



Fonte: Produção do Autor.

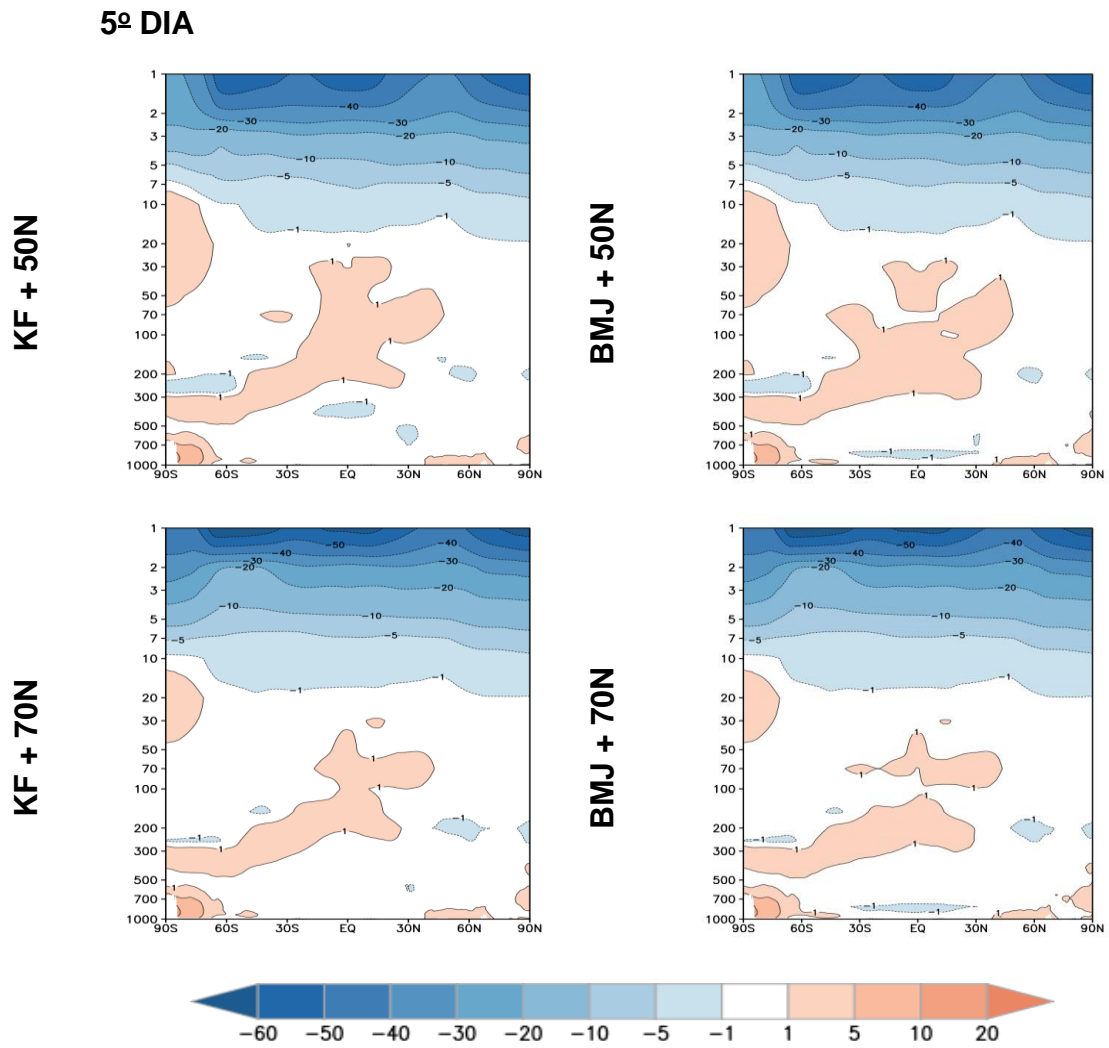
As diferenças na temperatura do ar entre os experimentos e a reanálise são apresentadas nas Figuras 4.42 e 4.43. Constata-se que os quatro experimentos subestimam os valores de temperatura na estratosfera, acima do nível de 20 hPa, onde os vieses frios mais intensos próximos ao topo do modelo ultrapassam -50°C nos experimentos com 50 níveis e -60°C nos com 70 níveis. Ao sul de 60°S , verifica-se intensos vieses quentes desde a superfície até aproximadamente 600 hPa e em algumas regiões na baixa estratosfera. Ao norte de 30°N , vieses quentes estão presentes em algumas regiões na baixa troposfera.

Na região tropical, nota-se fracos vieses quentes. Xie et al. (2012) também encontraram pequenos vieses quentes em seus experimentos entre os níveis de 400 e 500 hPa com os modelos globais CAM4 e CAM5. Os autores atribuíram esses vieses à precipitação excessiva produzida pelos modelos em grandes partes das regiões tropicais. De fato, conforme mostrado nas Figuras 4.3 e 4.4, os resultados indicam superestimativa da precipitação na ZCIT em todos os oceanos equatoriais

As complexas interações entre as parametrizações convectivas, esquemas de radiação e má representação das interações entre a troposfera e a estratosfera podem ser as possíveis causas destas superestimativas na região tropical. Segundo Barbosa et al. (2008), temperaturas mais altas na troposfera superior aumentam a estabilidade estática da troposfera e conseqüentemente afetam a circulação atmosférica.

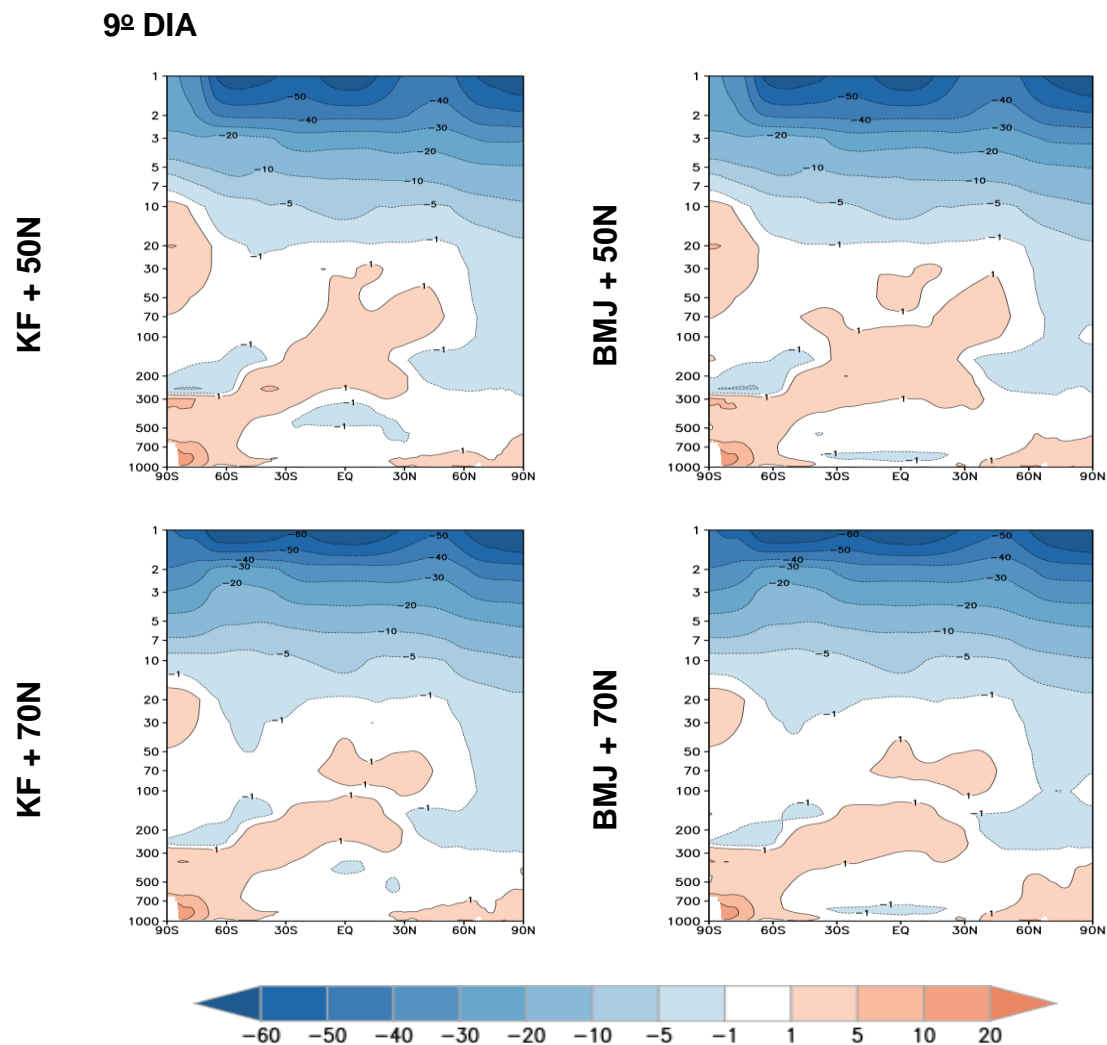
O aumento da resolução vertical não trouxe ganhos significativos na representatividade da estrutura média na alta atmosfera. Não se nota diferenças significativas nos resultados entre os esquemas convectivos. O aumento do prazo de simulação resultou na amplificação das regiões de erros.

Figura 4.42 - Média zonal da diferença entre a temperatura (°C) simulada e a reanálise, média para o 5º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.43 - Média zonal da diferença entre a temperatura (°C) simulada e a reanálise, média para o 9º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.



Fonte: Produção do Autor.

4.2.2 Componente zonal do vento

A estrutura vertical do vento zonal ($m \cdot s^{-1}$) médio é mostrada nas Figuras 4.44 e 4.45. Na troposfera em ambos os hemisférios, a circulação zonal é marcada pelos jatos subtropicais de oeste, com centros em torno de 200 hPa. Segundo Peixoto e Oort (1992) estes centros estão localizados acima das regiões onde

o gradiente de temperatura norte-sul é máximo, ou seja, região de baroclinia. O escoamento mais intenso localiza-se sobre o hemisfério de inverno, em aproximadamente 30°N , com velocidade média de 40 m.s^{-1} . Outro jato menos intenso, localiza-se no hemisfério de verão, em aproximadamente 50°S , com velocidade média cerca de 30 m.s^{-1} . Na região equatorial, o escoamento é fraco e predominantemente de leste, com velocidade média cerca de 5 m.s^{-1} .

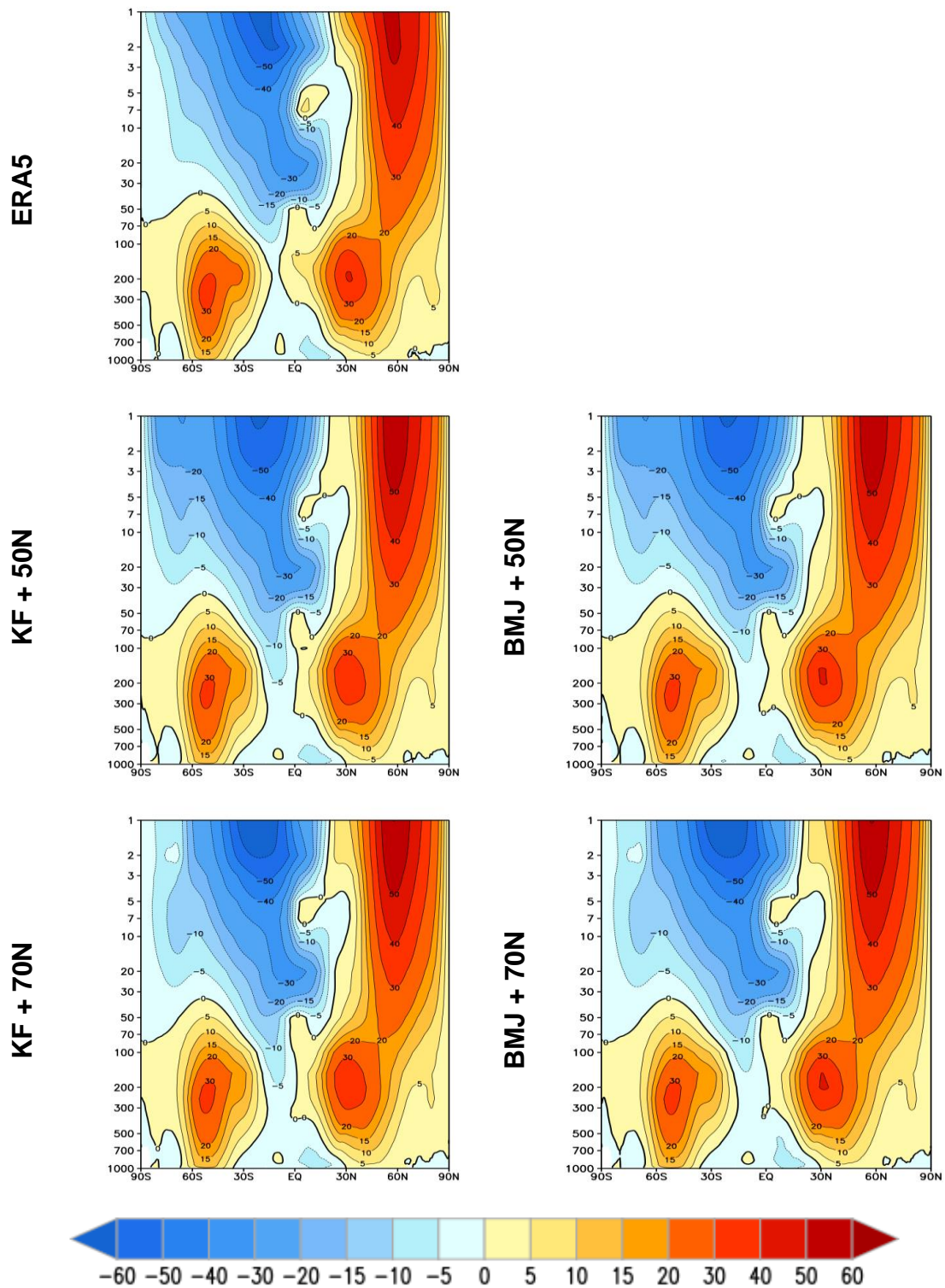
No Hemisfério Norte, na região equatorial nos níveis mais baixos da atmosfera, nota-se uma região com velocidade média maior, em torno de 10 m.s^{-1} , associado aos ventos alísios de nordeste, mais intenso nessa época do ano. No Polo Sul, nota-se escoamento fraco de leste próximo à superfície.

Na estratosfera nota-se um escoamento predominantemente de leste no Hemisfério Sul, com centro em torno de 30°S próximo à estratopausa e com velocidade média de 60 m.s^{-1} . Na região equatorial, verifica-se o prolongamento desse centro até aproximadamente 20 hPa, com velocidade média de cerca de 30 m.s^{-1} . No Hemisfério Norte, nota-se o intenso escoamento de oeste ao norte de 30°N , com centro em torno de 60°N , que se estende até 100 hPa, associado ao Vórtice Polar Estratosférico. Ressalta-se que os jatos estratosféricos são mais intensos comparados aos troposféricos.

Comparando os experimentos com a reanálise, verifica-se que o modelo consegue simular com eficiência os padrões em toda a atmosfera. Não se observa diferenças significativas nas direções dos escoamentos médios simulados pelos experimentos nem com o aumento do prazo de simulação.

Figura 4.44 - Média zonal do vento zonal médio ($m.s^{-1}$) para o 5º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.

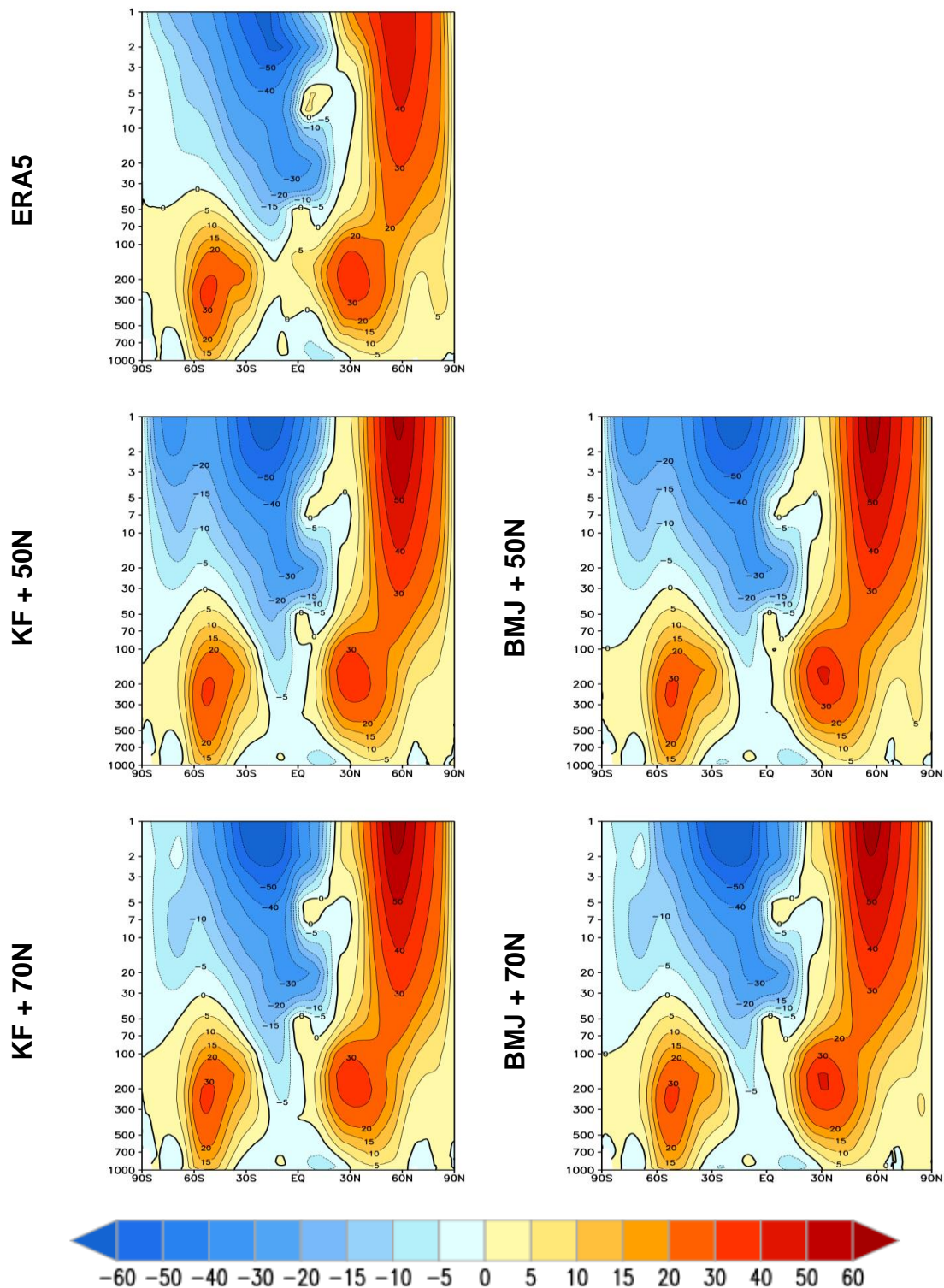
5º DIA



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.45 - Média zonal do vento zonal médio ($m.s^{-1}$) para o 9º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.

9º DIA



Fonte: Produção do Autor.

As Figuras 4.46 e 4.47 apresentam as diferenças entre os experimentos e a reanálise. As maiores diferenças negativas são encontradas na alta atmosfera na região do escoamento de leste, em torno da Antártica e na região tropical. Também na região tropical, aproximadamente no nível de 200 hPa, nota-se vieses negativos em ambos os experimentos. Já os vieses positivos estão presentes na região do escoamento de oeste do Hemisfério Norte, principalmente na alta atmosfera. Vieses positivos também estão presentes na região polar do Hemisfério Sul, em aproximadamente 2 hPa, nos experimentos com 70 níveis verticais. Em resumo, identifica-se à amplificação dos erros com aumento do prazo de simulação.

Figura 4.46 - Média zonal da diferença entre o vento zonal ($m.s^{-1}$) simulado e a reanálise, média para o 5º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.

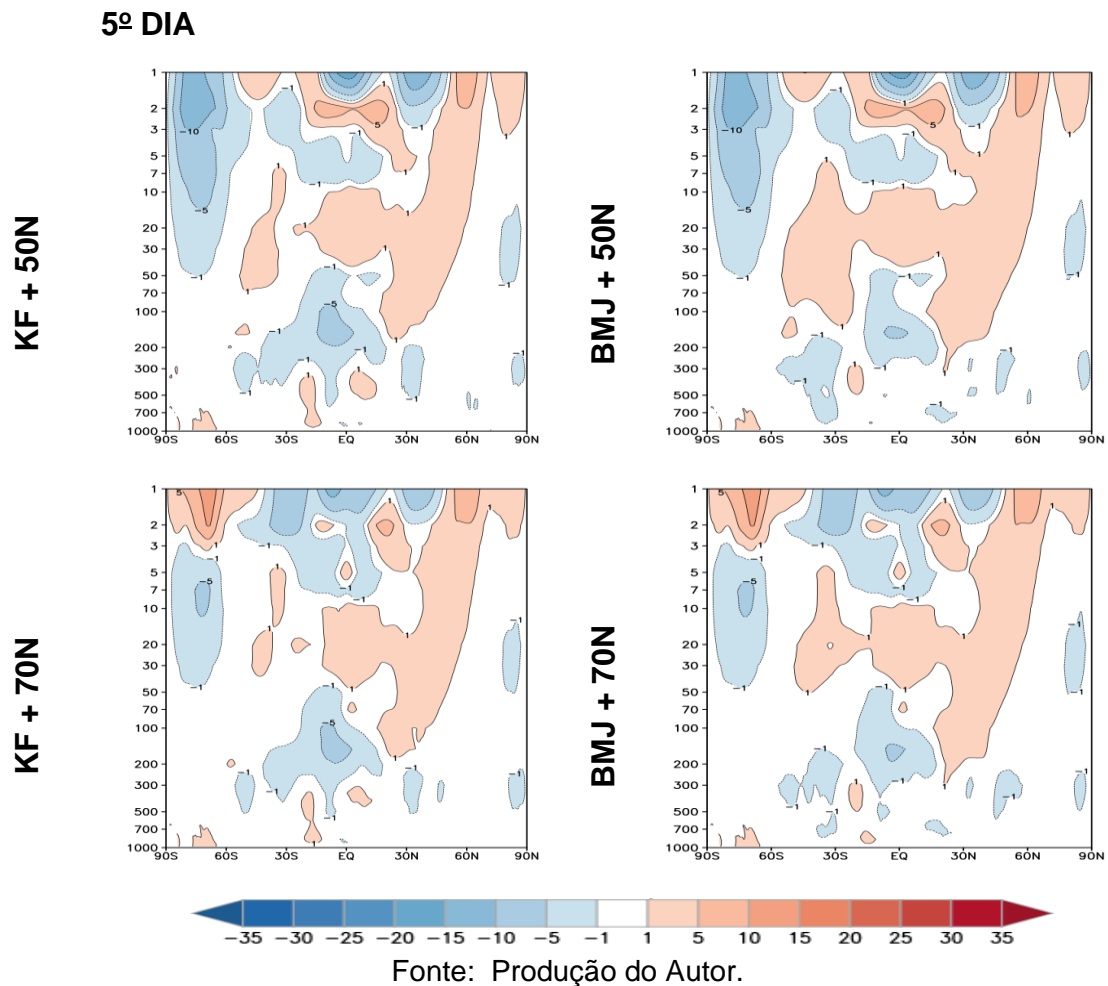
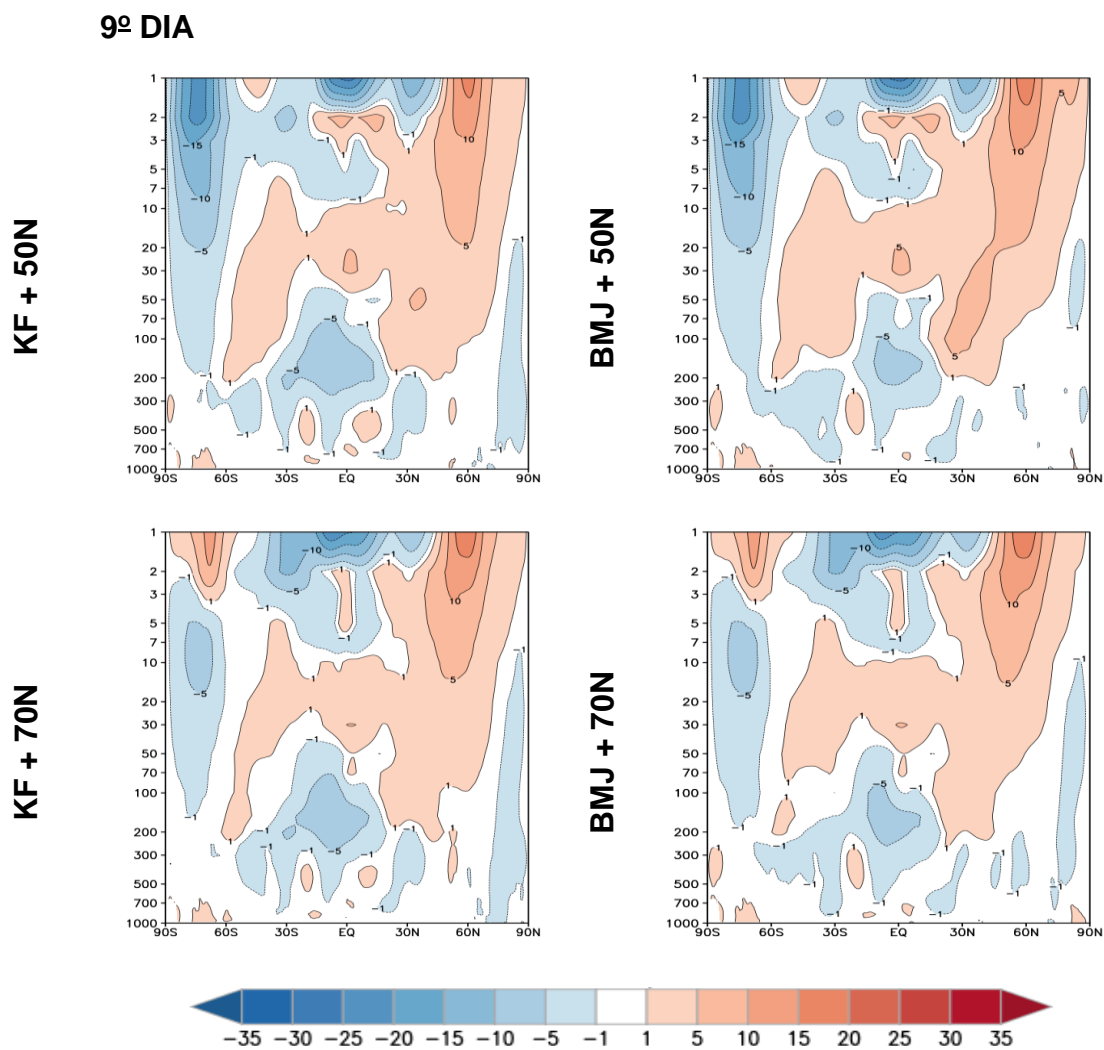


Figura 4.47 - Média zonal da diferença entre o vento zonal (m.s^{-1}) simulado e a reanálise, média para o 9º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.



4.2.3 Componente meridional do vento

As Figuras 4.48 e 4.49 apresentam as médias zonais da componente meridional do vento (m.s^{-1}), respectivamente para o quinto e o nono dia das simulações, para cada experimento e a média da reanálise do ERA5.

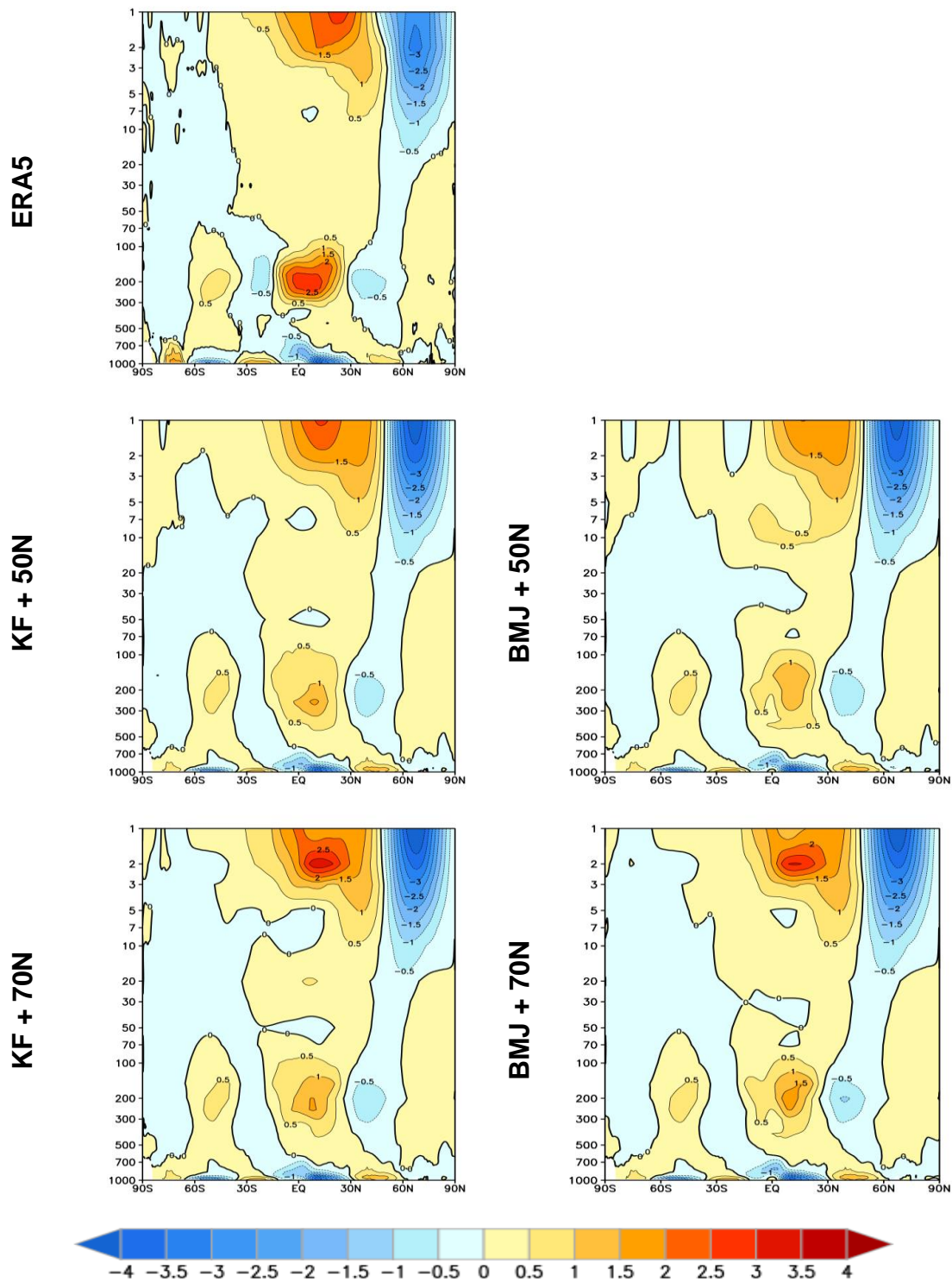
A componente meridional do vento é fraca comparada com a componente zonal, porém exerce papel importante nas trocas de calor equador-polos. Na troposfera próximo à superfície, a circulação meridional na região equatorial é marcada pelos ramos inferiores das Células de Hadley, associadas aos ventos alísios. Entre 30°S e o equador, esta componente é positiva e de intensidade fraca. Entre o equador e 30°N, esta componente é negativa e de maior intensidade. A diferença nessas magnitudes está associada a época do ano. A componente meridional do vento é negativa entre 30°S e 60°S e positiva entre 30°N e 60°N, associadas aos ramos inferiores das Células de Ferrel. O modelo consegue representar o padrão da célula Polar em ambos os hemisférios.

Sobre a região equatorial em altos níveis nota-se componente meridional positiva, com centro intenso em torno de 200 hPa. Esta componente é associada ao contra-alísios mais intensos no hemisfério de inverno (Hemisfério Norte), com velocidades superiores a 2 m.s^{-1} .

Na estratosfera, nota-se escoamento predominantemente de sul entre o equador e 30°N, com centro intenso próximo a estratopausa na região tropical do Hemisfério Norte. Entre 30°N e 90°N, o escoamento é predominantemente de norte com centro intenso próximo a estratopausa.

Figura 4.48 - Média zonal do vento meridional médio ($m.s^{-1}$) para o 5º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.

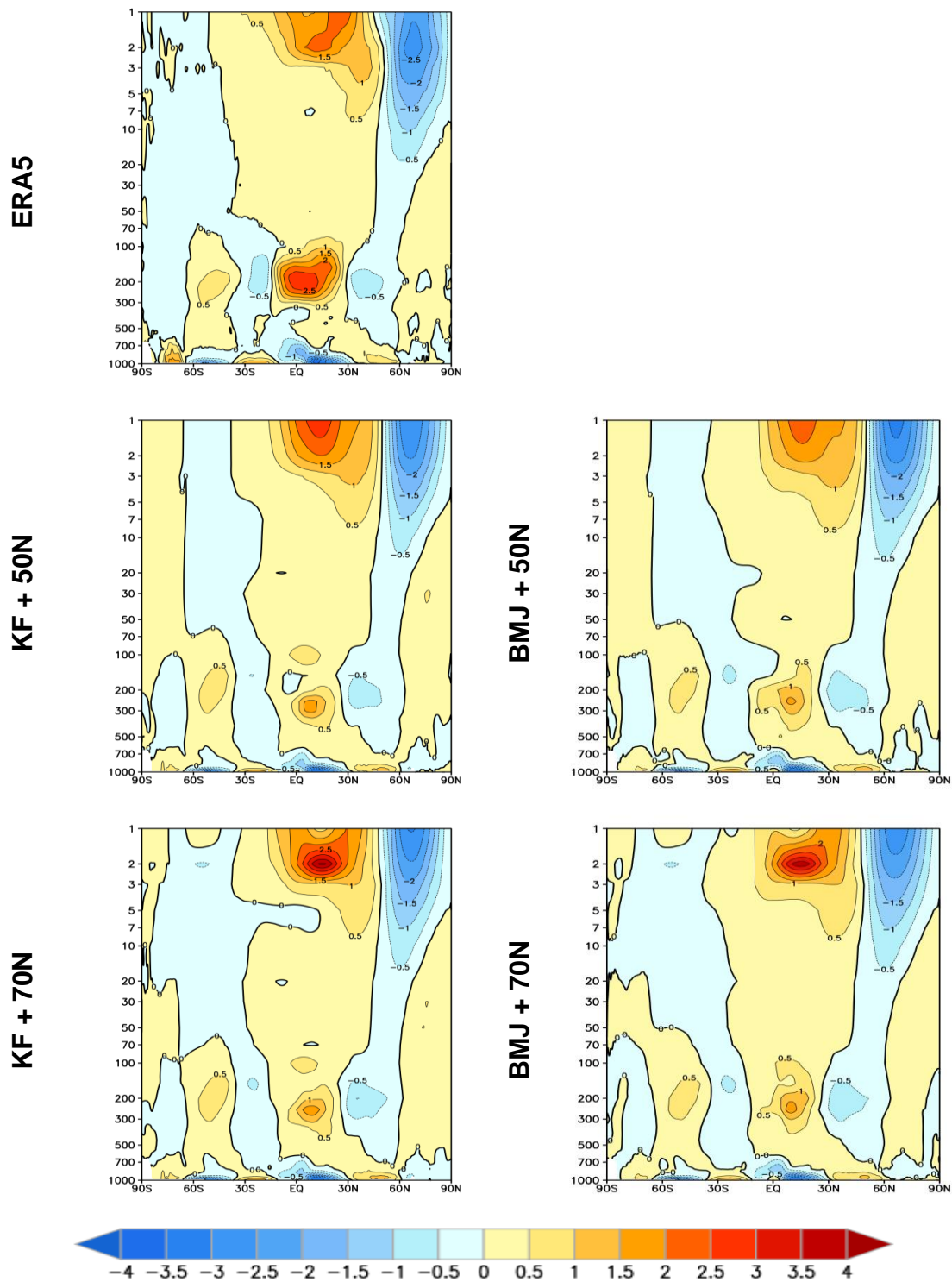
5º DIA



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.49 - Média zonal do vento meridional médio ($m.s^{-1}$) para o 9º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.

9º DIA



Fonte: Produção do Autor.

As Figuras 4.50 e 4.51 apresentam as diferenças entre os experimentos e a reanálise. Ambos os experimentos subestimam o centro de componente positiva na região equatorial associado aos ramos superiores da Célula de Hadley e superestimam os centros positivos e negativos na alta atmosfera. A maior resolução vertical desloca um pouco para baixo os centros positivos na alta atmosfera. Não há diferenças significativas no escoamento médio meridional simulado entre os prazos previsto, exceto na diminuição dos vieses do centro negativo na alta atmosfera, relatado anteriormente. Conclui-se, que os quatros experimentos conseguem representar o padrão da estrutura vertical da componente meridional do vento.

Figura 4.50 - Média zonal da diferença entre o vento meridional ($m.s^{-1}$) simulado e a reanálise, média para o 5º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.

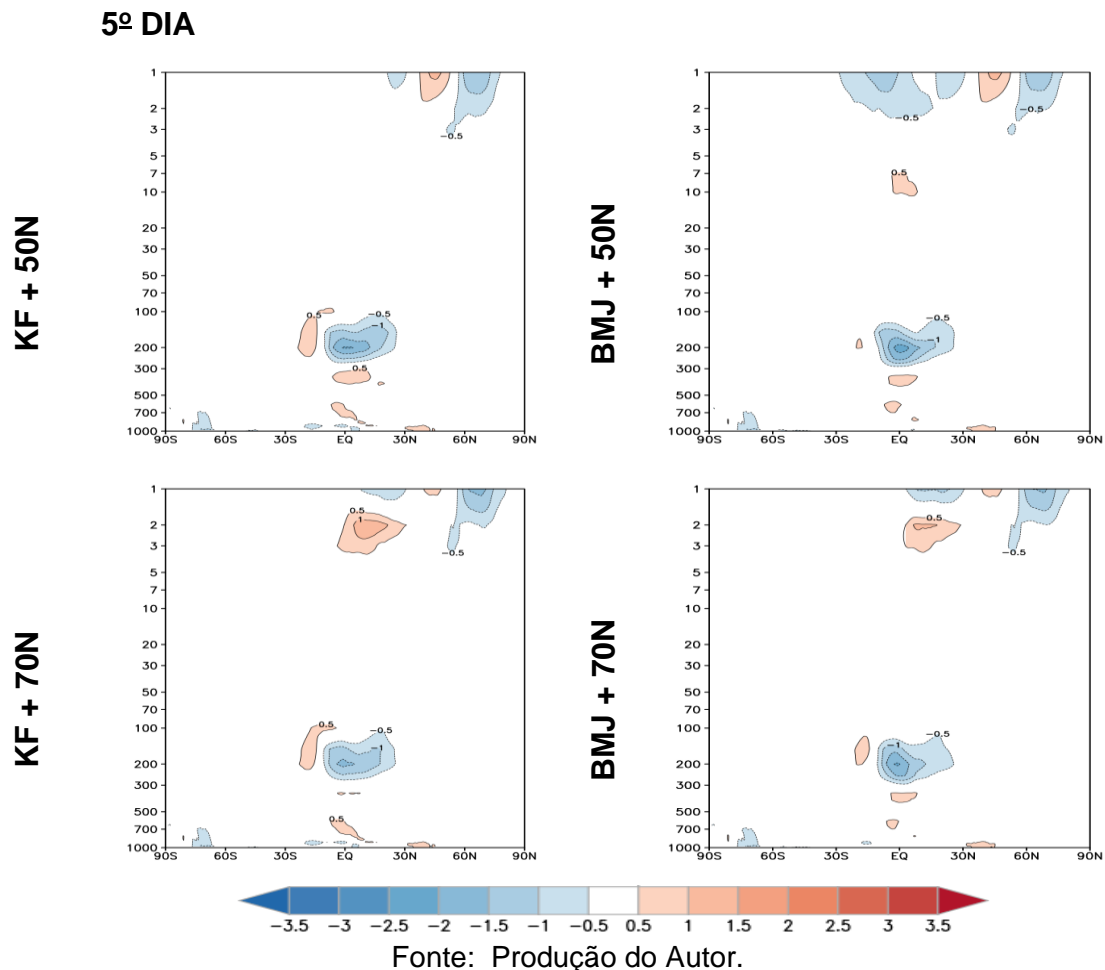
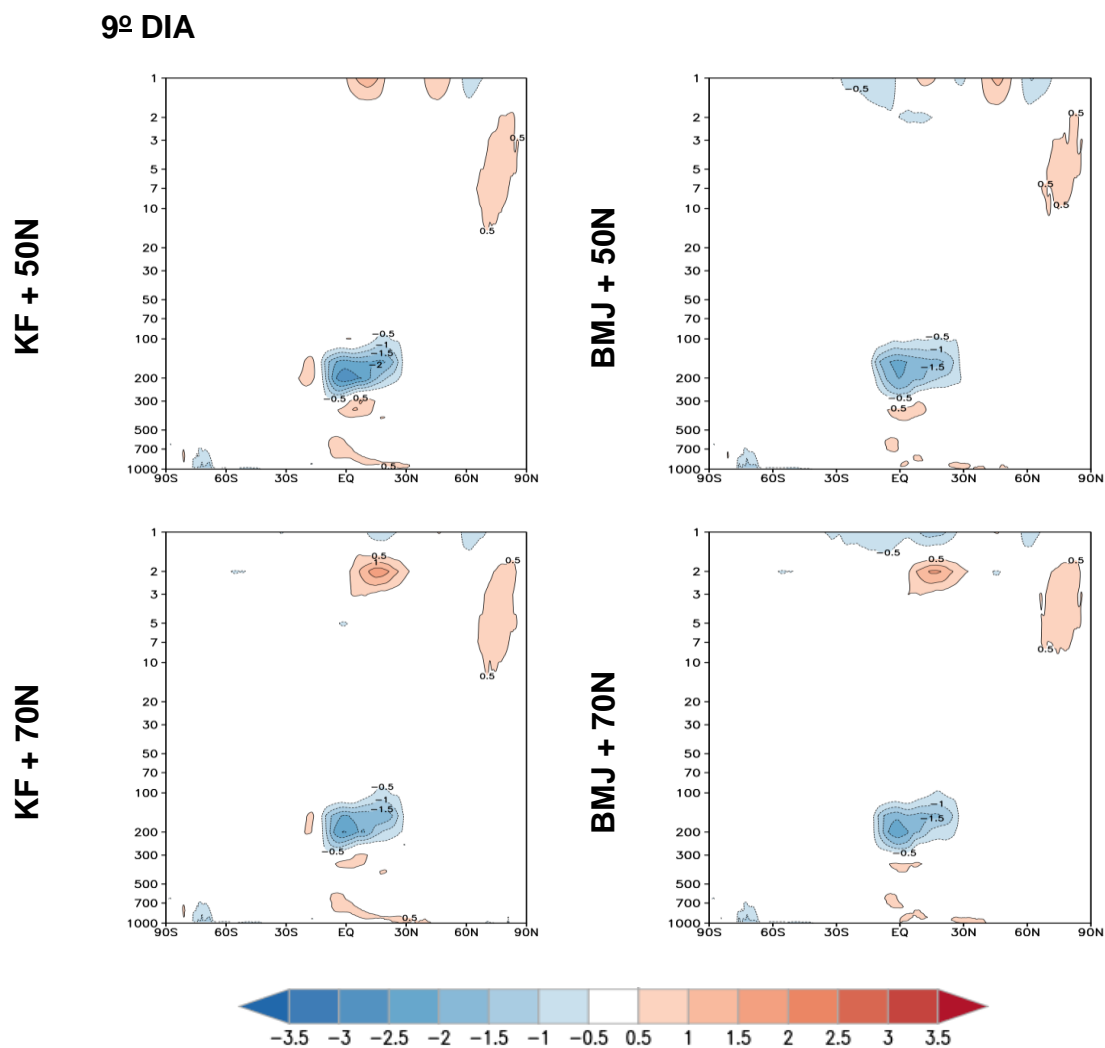


Figura 4.51 - Média zonal da diferença entre o vento meridional (m.s^{-1}) simulado e a reanálise, média para o 9º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5.



Fonte: Produção do Autor.

4.2.4 Umidade específica

As Figuras 4.52 e 4.53 mostram as médias zonais da umidade específica (g.kg^{-1}), respectivamente para o quinto e o nono dia das simulações, para cada experimento e a média da reanálise do ERA5.

A umidade na troposfera diminui com a altura e possui valores significativos até aproximadamente 500 hPa (em torno de 2 g.kg^{-1}). A variação latitudinal da umidade específica é influenciada pela distribuição de temperatura.

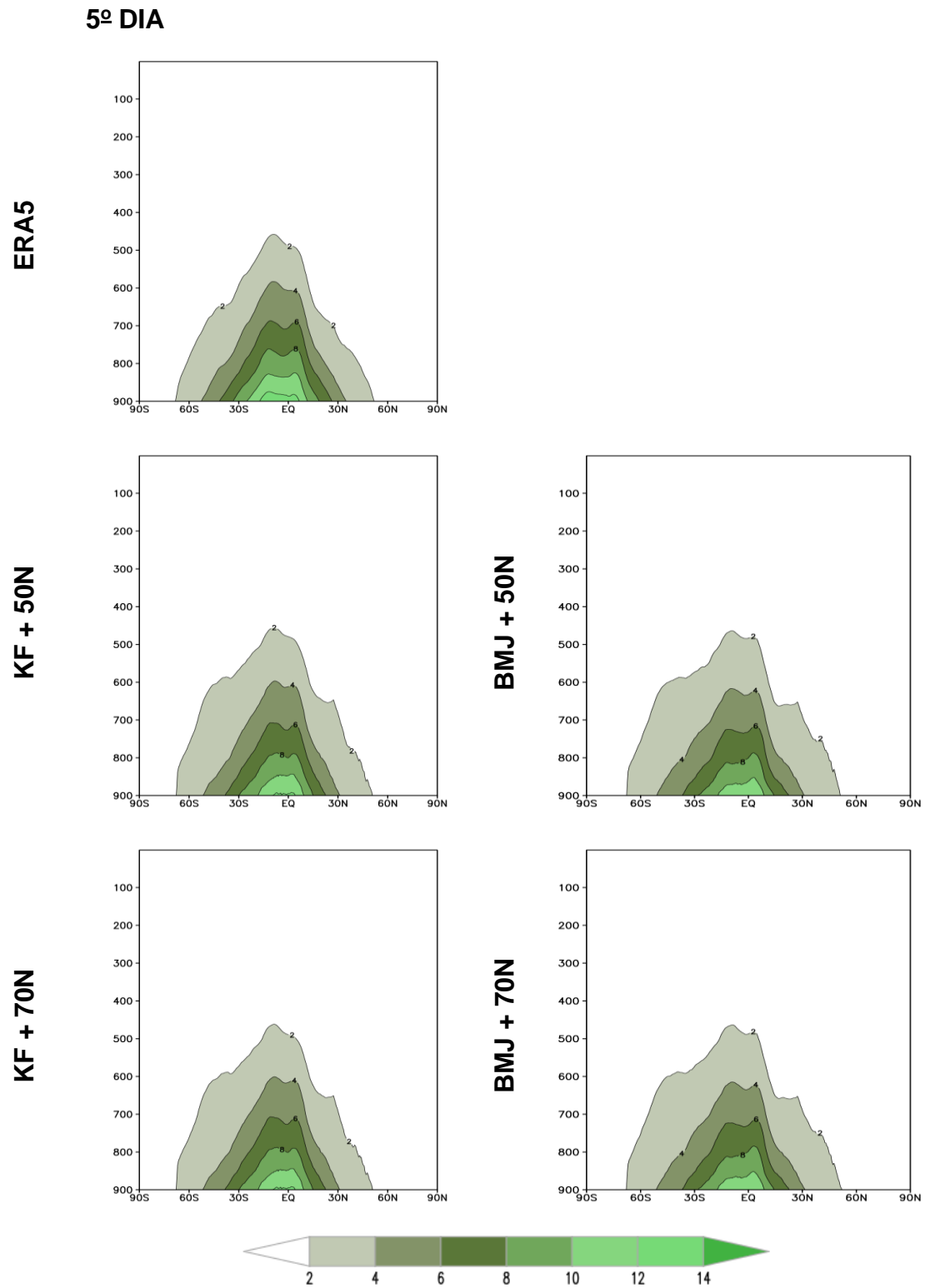
Um ambiente mais quente é capaz de armazenar mais umidade, como ocorre nas regiões tropicais e um ambiente mais frio armazena menos umidade, como ocorre em latitudes mais elevadas. Os maiores valores são encontrados na região equatorial nos níveis mais baixos, como por exemplo, valores em torno de 10 g.kg^{-1} no nível de 900 hPa.

Constata-se que os quatro experimentos conseguem representar a estrutura vertical da umidade específica. Não se nota diferenças significativas no padrão da umidade específica entre as simulações e os prazos simulados.

As Figuras 4.54 e 4.55 mostram as diferenças entre os experimentos e a reanálise. Nota-se subestimativa de umidade, principalmente nos níveis mais baixos da atmosfera e na região tropical. Superestimativas moderadas estão presentes nas demais regiões acima até aproximadamente 250 hPa, com maiores valores entorno de 30° e 600 hPa. As maiores diferenças encontram-se no Hemisfério Sul. Xie et al. (2012) também encontraram este padrão de vieses secos-úmidos na vertical em seus experimentos na região tropical e atribuiu as deficiências nos processos úmidos atmosféricos, como a convecção cúmulos.

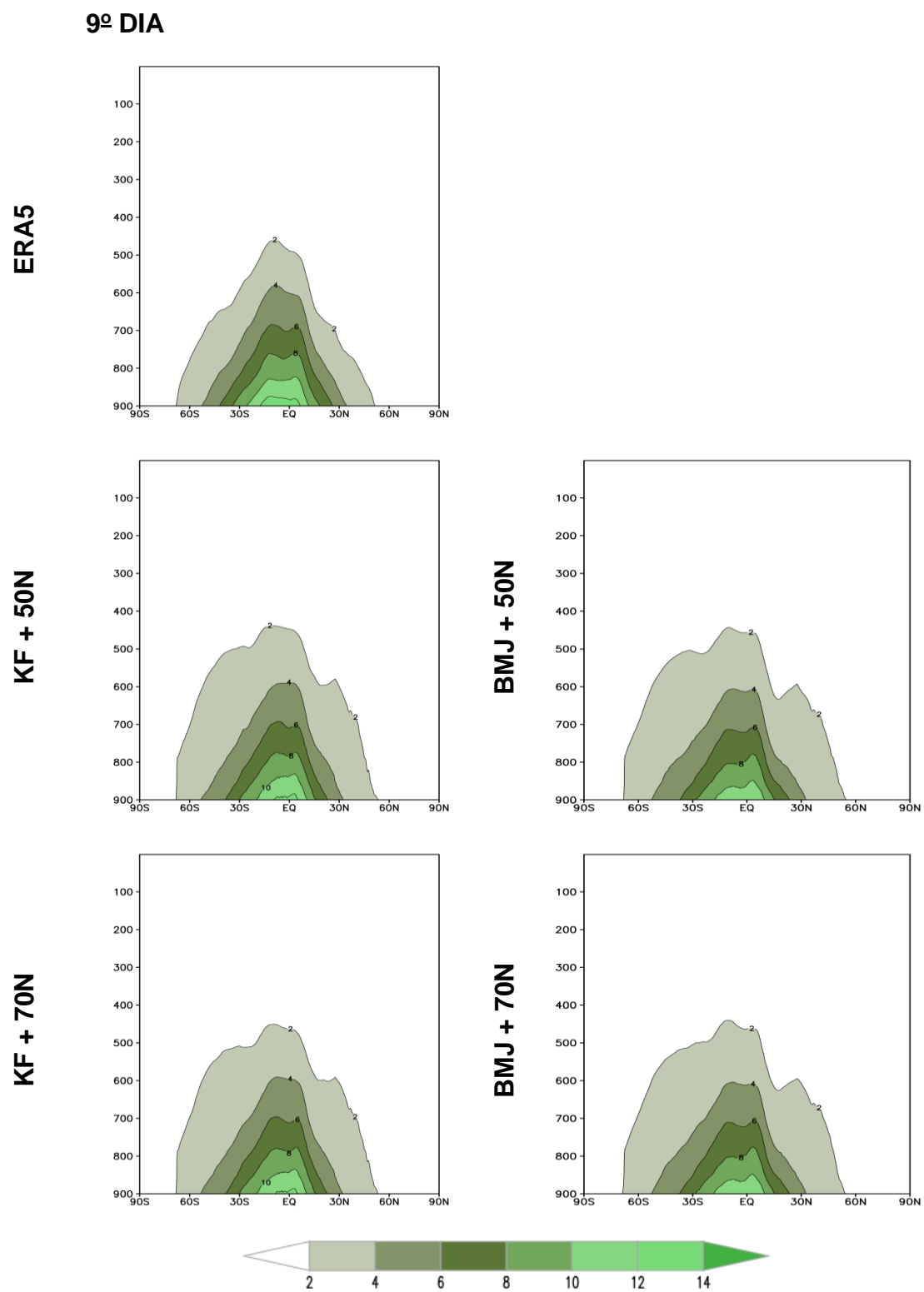
Entre os experimentos, nota-se semelhança entre os perfis de cada esquema convectivo, e os com BMJ apresentam vieses negativos mais intensos na região tropical austral. Com o aumento do prazo simulado, nota-se intensificação dos erros.

Figura 4.52 - Média zonal da umidade específica média (g.Kg^{-1}) para o 5º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.



Fonte: Produção do Autor.

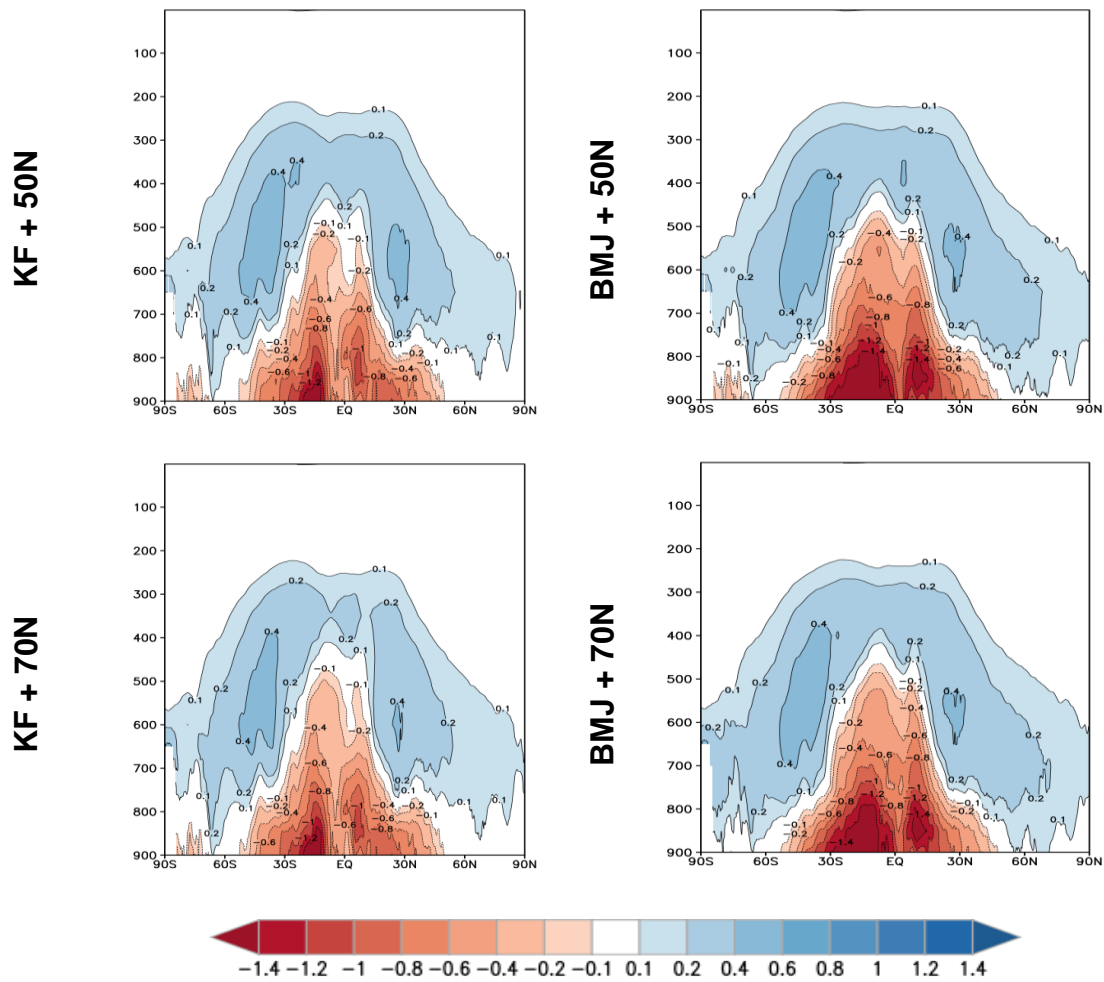
Figura 4.53 - Média zonal da umidade específica média (g.Kg^{-1}) para o 9º dia de integração: a) ERA5, b) KF 50 níveis, c) BMJ 50 níveis, d) KF 70 níveis e e) BMJ 70 níveis.



Fonte: Produção do Autor.

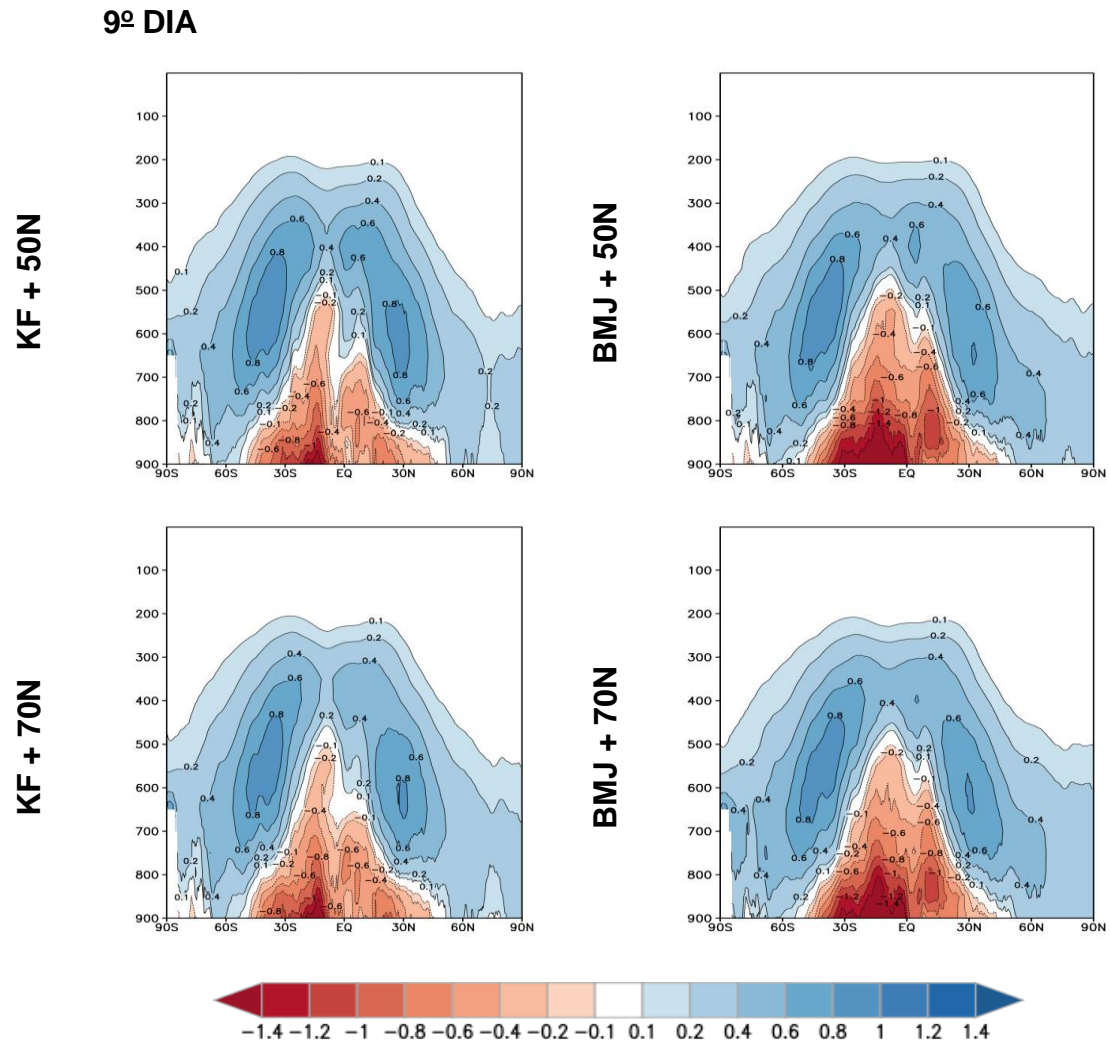
Figura 4.54 - Média zonal da diferença entre a umidade específica (g.Kg^{-1}) simulada e a reanálise, média para o 5º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5

5º DIA



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.55 - Média zonal da diferença entre a umidade específica (g.Kg^{-1}) simulada e a reanálise, média para o 9º dia de integração: a) KF 50 níveis - ERA5, b) BMJ 50 níveis - ERA5, c) KF 70 níveis - ERA5 e d) BMJ 70 níveis - ERA5



Fonte: Produção do Autor.

5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O presente trabalho teve por objetivo principal estudar os possíveis impactos do aumento da resolução vertical e de diferentes parametrizações convectivas no desempenho do modelo GEF. O GEF é um modelo global que usa a infraestrutura numérica do modelo regional Eta combinado a técnica da grade quase-uniforme sobre a esfera. Foram realizados experimentos utilizando as parametrizações de cúmulos de Betts-Miller-Janjic e Kain-Fritsch, em duas configurações do modelo, uma com 50 níveis e outra com 70 níveis verticais, as duas com resolução horizontal de 25 km e com fronteira superior do modelo em 1 hPa, resultando em 4 configurações denominadas KF50N, BMJ50N, KF70N e BMJ70N.

A avaliação das simulações foi realizada de duas formas: i) avaliação subjetiva: através da comparação entre os campos simulados e das observações; e ii) avaliação objetiva: realizada através das métricas como o desvio padrão, o coeficiente de correlação espacial e o REQM, sumarizados através do diagrama de Taylor, para os campos espaciais, e o erro médio apresentado em forma de figuras das diferenças.

Os resultados mostraram que os quatro experimentos posicionaram as principais bandas de precipitação na região tropical, porém superestimaram os valores. Em latitudes médias do Hemisfério Norte, as simulações posicionaram os máximos de precipitação ao longo das costas orientais dos continentes, contudo também subestimaram os valores. Os experimentos com KF superestimaram a precipitação na Amazônia oriental, principalmente com 70 níveis verticais. Em geral, o experimento BMJ50N apresentou os melhores resultados de precipitação tanto globalmente, quanto nas regiões estudadas. Contudo, o aumento da resolução vertical para 70 níveis, acarretou melhora na precipitação global apenas para a parametrização convectiva de KF. O esquema BMJ é simples e baseia-se em apenas um único perfil de temperatura e umidade para todo o globo. Considerar perfis regionais dessas variáveis, por exemplo, em função da topografia, poderia ainda produzir melhores resultados. Por sua vez, o KF por ser um esquema mais complexo, e dependente de

fatores que afetam, por exemplo, o posicionamento da circulação e convergência em baixos níveis, necessita de ajustes nos seus parâmetros e na própria dinâmica do modelo.

Os padrões de grande escala da pressão ao nível médio do mar, temperatura a 2 metros e em 850 hPa são reproduzidos pelos 4 experimentos. Entretanto, nas altas latitudes, encontram-se os maiores vieses. Uma possível causa pode ser a má representatividade das condições iniciais das superfícies cobertas de neve climatológicas utilizadas pelo GEF.

A variação latitudinal da temperatura em 5 hPa é reproduzida pelos experimentos, porém em geral os valores simulados são mais frios do que o observado. O aumento da resolução de 50 níveis para 70 resultou na melhora na representação da temperatura em 5 hPa, nos dois esquemas convectivos.

O padrão do escoamento em 5 hPa é reproduzido pelos experimentos, com o posicionamento do Vórtice Polar Estratosférico no Hemisfério Norte e o escoamento de oeste no Hemisfério Sul. Entretanto, a intensidade da circulação é superestimada. Os experimentos com maior resolução vertical melhoraram o escoamento.

O padrão de circulação em 250 hPa é reproduzido pelos experimentos, principalmente no quinto dia das simulações. Sobre a América do Sul o escoamento é melhor simulado pelo esquema BMJ, principalmente com 50 níveis verticais. Isso contribuiu, conseqüentemente, para uma melhor representação espacial da precipitação.

O perfil vertical da temperatura média zonal é reproduzido na troposfera. Entretanto, as temperaturas positivas nas altas latitudes no Hemisfério Sul, próximo ao topo do modelo não são simuladas por nenhum dos experimentos. Todas as simulações subestimaram os valores da temperatura na alta atmosfera. Uma hipótese do erro pode ser a deficiente interação do ozônio estratosférico nas rotinas do modelo, não resultando no aquecimento. Uma investigação prévia constatou a concentração constante do ozônio durante toda a integração do modelo.

Os perfis verticais das componentes do escoamento e da umidade específica são representados pelos experimentos. Contudo, os valores de umidade são subestimados na região tropical, principalmente nos experimentos com BMJ, e superestimados nas demais regiões.

Desta forma, conclui-se que o desenvolvimento realizado em aumentar a resolução vertical e os demais ajustes nas rotinas, podem ajudar a melhorar o desempenho do modelo na representação de algumas variáveis. A melhor representação da estratosfera permitirá futuramente estudar as interações troposfera-estratosfera no GEF e os impactos na troposfera.

Como continuidade para este estudo, alguns trabalhos futuros podem ser sugeridos, como por exemplo:

- Investigar os efeitos com o topo do modelo em 0,01 hPa e com 90 níveis verticais;
- Realizar testes de sensibilidade com os esquemas convectivos de BMJ e KF;
- Investigar a origem do erro da subestimativa da temperatura na alta atmosfera;
- Realizar experimentos numéricos e avaliar o modelo GEF para outras estações do ano, inclusive no horizonte sazonal;
- Ajustar o esquema de superfície nas regiões cobertas com gelo, com o objetivo de melhor representar as variáveis meteorológicas na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAKAWA, A.; LAMB, V. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **Methods in Computational Physics, Advances in Research and Applications**, v.17, p. 173–265, 1977.

BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T. A.; CAVALCANTI, I. F. A. Impacts of a new solar radiation parameterization on the CPTEC AGCM climatological features. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 5, p. 1377-1392, 2008.

BECHTOLD, P.; BAZILE, E.; GUICHARD, F.; MASCART, P.; RICHARD, E. A mass-flux convection scheme for regional and global models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, p. 869–886, 2001.

BÉLAIR, S.; MAILHOT, J. Impact of horizontal resolution on the numerical simulation of a midlatitude squall line: Implicit versus explicit condensation. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 9, p. 2362–2376, 2001.

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

BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, p. 693–709, 1986.

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, p. 265–278, 1994.

BREWER, A. W. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 75, n. 326, p. 351-363, 1949.

CALADO, R. N. **Avaliação da previsão de tempo por conjunto com modelo Eta-5km para a bacia do Rio Paraíba do Sul**. 2018. 131p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, 2018.

CHARLTON, A. J, et al. Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 600, p. 1771-1792, 2004.

CHARLTON-PEREZ, A. J., et al. On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 6, p. 2494-2505, 2013.

CHEN, F.; JANJIC, Z.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta Model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 85, n. 3, p. 391-421, 1997.

CHOU, S. C. Modelo Regional Eta. **Climanálise**, edicao comemorativa de 10 anos, 1996.

CHOU, S. C.; CATALDI, M.; OSORIO, C.; GUILHON, L. G.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J. Análise das previsões de precipitação obtidas com a utilização do modelo Eta como insumo para modelos de previsão semanal de vazão natural. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, p. 5-12, 2007.

CHOU, S.C. Eta model description, giving emphasis on model turbulence and land surface scheme and soil, vegetation and topography maps defined as revion of the model. **Deliverable**, n.1., 2011.

DOBSON, G. M. B. Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences**, v. 236, n. 1205, p. 187-193, 1956.

EK, M.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J. D. Implementation of Noah land-surface model advances in the NCEP operational mesoscale Eta model. **Journal of the Geophysical Research**, v. 108, p. 8851, 2003.

EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECAST - ECMWF. **Medium-range forecasts**. 2018. Disponível em: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/product-descriptions/Medium-range%20forecasts>. Acesso em: 10 maio 2018.

FELS, S. B.; SCHWARZTKOPF, M. D. The simplified exchange pproximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, p. 1475-1488, 1975.

FERREIRA, N. J.; PEREIRA, V. M.; FLORESTA, V. G. S. Considerações sobre a circulação atmosférica da alta troposfera durante o verão da America do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1998. **Anais...** 1998.

FERRIER, B. S. et al. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: CONFERENCE ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING, 2002. **Proceedings...** 2002. p. 280-283.

FIGUEROA, S. N. et al. The Brazilian global atmospheric model (BAM): performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 5, p. 1547-1572, 2016.

FRANK, W. M.; COHEN, C. Simulation of tropical convective systems. Part I: a cumulus parameterization. **Journal of Atmospheric Science**, v. 44, p. 3787–3799, 1987.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems, part I: convective parametrization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 1722-1733, 1980.

GALLUS JUNIOR, W. A. Eta simulations of three extreme precipitation events: Sensitivity to resolution and convective parameterization. **Weather Forecasting**, v. 14, p. 405–426, 1999.

GERBER, E. P. et al. Assessing and understanding the impact of stratospheric dynamics and variability on the Earth system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 6, p. 845-859, 2012.

GLOBAL FORECAST SYSTEM - GFS. **The Global Forecast System (GS) – Global Spectral Model (GSM)**. 2016. Disponível em: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc.php>. Acesso em: 01 maio 2018.

GOMES, J. L. **Comparação dos esquemas de parametrização de cúmulos Betts-Miller e fluxo de massa de Tiedtke sobre a América do Sul**. 2000. 110 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2000.

GOMES, J. L. **Estrutura dos sistemas precipitantes de verão do Estado de São Paulo: estudo diagnóstico e numérico**. 2010. 182p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/36HBBN2>. Acesso em: 22 jan. 2018.

HARDIMAN, S. C. et al. The effect of a well-resolved stratosphere on surface climate: differences between CMIP5 simulations with high and low top versions of the Met Office climate model. **Journal of Climate**, v. 25, n. 20, p. 7083-7099, 2012.

HERSBACH, H. et al. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5. **ECMWF Newsletter**, v. 159, p. 17-24, 2019.

JANJIĆ, Z. I. Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, v. 50, p. 186–199, 1977.

JANJIĆ, Z. I. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, v. 52, p. 69–84, 1979.

JANJIĆ, Z. I. Nonlinear advection schemes and energy cascade on semi-staggered grids. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 1234–1245, 1984.

JANJIĆ, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 927–945, 1994.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A Method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 487-503, 2004.

JUNG, T.; BARKMEIJER, J. Sensitivity of the tropospheric circulation to changes in the strength of the stratospheric polar vortex. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 8, p. 2191-2207, 2006.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A One-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **Journal of Atmospheric Science**, v. 47, n. 23, p. 2784–2802, 1990.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme, in meteorological monographs. **American Journal of Meteorological Society**, v. 24, n. 46, 1993.

KAIN, J. S.; BALDWIN, M. E.; JANISH, P. R.; WEISS, S. J. Utilizing the Eta model with two different convective parameterizations to predict convective initiation and evolution at the SPC. In: CONFERENCE ON MESOSCALE PROCESSES, 9., 2001. **Proceedings...** 2001.

KAIN, J. S. The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, p. 170–181, 2004.

KODERA, K.; KURODA, Y. Dynamical response to the solar cycle. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D24, 2002.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.

KUMAR, A. R.; DUDHIA, J.; BHOWMIK, S. K. Evaluation of physics options of the Weather Research and Forecasting (WRF) model to simulate high impact heavy rainfall events over Indian Monsoon region. **Geofizika**, v. 27, n. 2, p. 101-125, 2010.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 31, p. 118-133, 1974.

LATINOVIĆ, D.; CHOU, S. C.; RANČIĆ, M. Seasonal range test run with Global Eta Framework. **Advances in Science and Research**, v. 14, p. 247-251, 2017.

LATINOVIC, D. **Development and evaluation of Global Eta Framework (GEF) model at medium and seasonal ranges**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2018. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QNATU8> . Acesso em: 01 maio 2018.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656-678, 1997.

MARENGO, J. A. et al. Low-frequency variability of the SALLJ. **CLiVAR Exchanges**, v. 9, n. 1, p. 26-27, 2004.

MARTINS, G. et al. Características da circulação atmosférica e precipitação utilizando o modelo acoplado MCGA/IBIS. **Boletim de Geografia**, v. 33, n. 2, p. 100-114, 2015.

MCGREGOR, J. L. Semi-lagrangian advection on conformal-cubic grids. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 1311–1322, 1996.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.20, p. 851–875, 1982.

MESINGER, F. A method for construction of second-order accuracy difference schemes permitting no false two-grid-interval wave in the height field. **Tellus**, v.25, p. 444–458, 1973.

MESINGER, F. Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, v. 50, p. 200–210, 1977.

MESINGER, F. Blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Revista di Meteorologia Aeronáutica**, v. 44, p. 195–202, 1984.

MESINGER, F.; CHOU, S. C.; GOMES, J. L.; JOVIC, D.; BASTOS, P.; BUSTAMANTE, J. F.; LAZIC, L.; LYRA, A. A.; MORELLI, S.; RISTIC, I.; VELJOVIC, K. An upgraded version of the Eta model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 116, p. 63–79, 2012.

MOURA, J. D. O; CHOU, S. C. Um estudo de caso da contribuição do transporte de momentum convectivo na distribuição de chuva. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 42, n. 2, p. 208-216, 2019.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION - NOAA. **NOAA**. 2012. Disponível em: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/CMORPH_V1.0/CMORPH_V1.0_README.txt. Acesso em: 12 jan. 2020.

OLIVEIRA, E. M. G. **Convective parameterizations on WRF model and its relationship with precipitation during cyclogenesis over the southeastern South America**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014. Disponível em: <<http://repositorio.ufsm.br/handle/1/10274>>. Acesso em: 01 mar. 2018.

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, p. 857–861, 1970.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of climate**. [S.l.]: American Institute of Physics, 1992.

PHILLIPS, N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v.14, p.184-185, 1957.

PURSER, R. J.; RANČIĆ M. Smooth quasi-homogeneous gridding of the sphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 124, p. 637–647, 1998.

RANČIĆ, M.; PURSER, R. J.; MESINGER, F. A global shallow-water model using an expanded spherical cube: gnomonic versus conformal coordinates. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, p. 959–982, 1996.

RANČIĆ, M.; ZHANG, H. A framework for globalization of regional atmospheric models: Dry core and quasi-uniform grids. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 15., 2002, San Antonio, Texas. **Proceedings...** Boston: American Meteorological Society, 2002.

RANČIĆ, M.; PURSER, R. J.; JOVIĆ, D.; VASIĆ, R.; BLACK, T. A nonhydrostatic multiscale model on the uniform Jacobian cubed sphere. **Monthly Weather Review**, v.145, p.1083-11505, 2017.

RODRIGUES, D. C. **Testes com parametrização de convecção para casos de chuvas intensas em regiões montanhosas**. 2014. 143 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FMJJB8>>. Acesso em: 15 fev. 2018.

RONCHI, C.; IACONO, R.; PAOLUCCI, R. The “cubed sphere”: a new method for the solution of partial differential equations in spherical geometry. **Journal of Computational Physics**, v. 124, p. 93–114, 1996.

ROZANTE, R. J.; CAVALCANTI, I. F. A. Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D17106, 2008.

SADOURNY, R. Conservative finite-differencing approximations of the primitive equations on quasi-uniform spherical grids. **Monthly Weather Review**, v. 22, p. 1107–1115, 1972.

SCAIFE, A. A. et al. Climate change projections and stratosphere–troposphere interaction. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 9-10, p. 2089-2097, 2011

SCHERHAG, R. Die explosionsartige stratosphärenenerwärmung des spätwinters 1951/52. **Ber. Dtsch. Wetterdienstes U.S. Zone**, v. 6, p.51–63, 1952.

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Ajuste del esquema convectivo de Betts-Miller en el modelo regional Eta/CPTEC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro (RJ). **Anais...** 2000. p. 1815-1819.

SMOLARKIEWICZ, P. K.; GRABOWSKI, W. W. The multidimensional positive definite advection transport algorithm: nonoscillatory option. **Journal of Computational Physics**, v. 86, p. 355–375, 1990.

STEVENS, B, et al. Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 5, n. 2, p. 146-172, 2013.

STOCKER, T. F. et al. **Climate change 2013: the physical science basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D7, p. 7183-7192, 2001.

TRUONG, N. M.; TIEN, T.T.; PIELKE, R. A.; CASTRO, C. L.; LEONCINI, G. A modified kain fritsch scheme and its application for simulation of an extreme precipitation event in Vietnam. **Monthly Weather Review**, v. 137, p. 766-789, 2009.

TENESSONG, R. S.; VOUNDOU, D. A.; INGRI, P. M.; KAMGA, F. M. Evaluation of Eta weather forecast model over central Africa. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 2 , p. 532-537, 2012.

THOMPSON, D. W.J.; BALDWIN, M. P.; WALLACE, J. M. Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. **Journal of Climate**, v. 15, n. 12, p. 1421-1428, 2001.

VAIDYA, S. S.; SINGH S. S. Thermodynamic adjustment parameters in the Betts– Miller scheme of convection. **Weather and Forecasting**, v. 12, p. 819–825, 1997.

VAIDYA, S. S. The performance of two convective parameterization schemes in a mesoscale model over the Indian region. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 92, n. 3/4, p. 175-190, 2006.

VASCONCELOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Uma avaliação das previsões do modelo regional Eta em alta resolução para dois casos de chuva intensa ocorridos na região da serra do mar. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.4, p.501 - 512, 2010.

XIE, S. et al. On the correspondence between short-and long-time-scale systematic errors in CAM4/CAM5 for the year of tropical convection. **Journal of Climate**, v. 25, n. 22, p. 7937-7955, 2012.

WAUGH, D. W.; SOBEL, A. H.; POLVANI, L. M. What is the polar vortex and how does it influence weather? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 1, p. 37-44, 2017.

WARNER, T. T.; PETERSON, R. A.; TREADON, R. E. A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 11, p. 2599-2617, 1997.

YIN, L. et al. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11/12, p. 3127-3143, 2013.

ZHANG, H.; RANČIĆ, M. A global Eta model on quasi-uniform grids. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, p. 517–528, 2007.

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