



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/09.04.22.02-TDI

INCLUSÃO DO EFEITO RADIATIVO DE NUVENS CONVECTIVAS PROFUNDAS EM SIMULAÇÕES DO MODELO ETA

Diêgo de Andrade Campos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 01 de setembro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45CL3PP>>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
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 - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/09.04.22.02-TDI

INCLUSÃO DO EFEITO RADIATIVO DE NUVENS CONVECTIVAS PROFUNDAS EM SIMULAÇÕES DO MODELO ETA

Diêgo de Andrade Campos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 01 de setembro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45CL3PP>>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Campos, Diêgo de Andrade.

C157i Inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas em simulações do modelo ETA / Diêgo de Andrade Campos. – São José dos Campos : INPE, 2021.

xxvi + 104 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/09.04.22.02-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.

Orientadora : Dra. Chou Sin Chan.

1. Nuvens cumulus. 2. Esquema de radiação atmosférica. 3. Simulação climática. 4. BMJ. 5. RRTMG. I.Título.

CDU 551.576:551.511.61



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/).



**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS
AVALIAÇÃO DE BANCA FINAL**

**DEFESA FINAL DE TESE DE DIÊGO DE ANDRADE CAMPOS
BANCA Nº 247/2021 REG 128090/2016**

No dia 01 de setembro de 2021, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) **foi APROVADO(A)** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca Examinadora e revisão final pelo(s) orientador(es).

Título: " Inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas em simulações do modelo Eta."

Dra. Simone Sievert Da Costa Coelho - **Presidente** - INPE/ DISSM

Dra. Chou Sin Chan - Orientadora - INPE

Dr. André de Arruda Lyra - Membro Interno - INPE

Dra. Claudine Pereira Dereczynski - Membro externo - UFRJ

Dr. Anthony Carlos Silva Porfirio- membro externo - FUNCEME



Documento assinado eletronicamente por **ANDRE DE ARRUDA LYRA (E), Usuário Externo**, em 13/09/2021, às 11:14 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, Pesquisadora**, em 13/09/2021, às 11:51 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Claudine Pereira Dereczynski (E), Usuário Externo**, em 13/09/2021, às 13:44 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Chou Sin Chan, Pesquisadora**, em 13/09/2021, às 14:01 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **anthony carlos silva porfirio (E), Usuário Externo**, em 13/09/2021, às 22:38 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site



<http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **8101764** e o código CRC **93243C0D**.

Referência: Processo nº 01340.005791/2021-17

SEI nº 8101764

“Dê-me um ponto de apoio e eu moverei a Terra.”

Arquimedes

Ao Nosso Senhor Jesus Cristo, toda honra e toda a glória agora e para sempre, a Nossa Senhora Aparecida que me cobre e me protege com seu manto sempre e a Santa Terezinha do menino Jesus, minha pequena flor, mostra-me o teu poder nesta hora em nome de Jesus.

DEDICO

À minha família querida e amada, em especial meus pais Sérgio e Eliane, meus irmãos Deive e Débora, e minha namorada Kelly, que sempre foi e sempre será suporte precioso em todas as minhas quedas e conquistas. Amo todos vocês.

OFEREÇO

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus e a Nossa Senhora por me concederem sabedoria e a alegria de viver, sempre iluminando o meu caminho em todas as adversidades.

A minha orientadora, Dra. Chou Sin Chan, pela paciência e confiança em meus esforços e por todos os ensinamentos que foram essenciais em meu crescimento profissional, me apoiando sempre nos momentos mais difíceis até aqui. Você é um exemplo como pessoa e profissional para mim.

A todos os amigos do grupo Eta pelas colaborações e amizade, em particular, Diego Chagas, Jorge, Tiago Lucci, Felipe, Daniela, Dragan, João, Priscila, Carol, Nicole, Marcele e Marcely. Em especial ao André Lyra e ao Gustavo Sueiro por todos os ensinamentos e paciência desde sempre, me ajudando e colaborando muito em todo este trabalho. Muito obrigado.

Aos professores da Pós-Graduação em Meteorologia pelos ensinamentos e formação indispensáveis na escolha do meu foco de trabalho e às secretárias da PGMET pela disponibilidade e presteza em todos os momentos necessários.

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

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pela concessão da bolsa de estudo e à ANA (Agência Nacional de Águas) pelo financiamento deste trabalho.

Aos Colegas e funcionários do CPTEC pelo apoio e pelas conversas durante o desenvolvimento desta tese, em especial ao Dr. Marcus Bottino, Davi Moura e Natanael Vieira.

A todos os amigos da PGMET sem exceções. Todos contribuíram em algo para a realização deste projeto, seja com discussões, ensinamentos ou conselhos, tornando mais fácil enfrentar as dificuldades do dia a dia. Muito obrigado!

Aos meus queridos pais Sérgio e Eliane por não medirem esforços para que eu conseguisse me levantar de todas as minhas quedas, possibilitando a realização deste trabalho com serenidade. A toda a minha família em Fortaleza-CE, pelo apoio e pela torcida.

Em especial a minha querida companheira e namorada Kelly, por me influenciar positivamente e por me dar o carinho e a força necessária para continuar ultrapassando as dificuldades e finalizar esta tese. Te amo!

E por fim o meu agradecimento aos membros da banca examinadora por todas as críticas, sugestões e contribuições para este trabalho.

RESUMO

As nuvens convectivas desempenham um papel importante no balanço de energia local, interagindo diretamente com a radiação solar e terrestre. No entanto, esquemas de parametrização de radiação de modelos atmosféricos geralmente consideram nuvens produzidas a partir de esquemas de microfísica ou algum outro critério de saturação de grade. Esquemas de parametrização convectiva profunda tendem a gerar precipitação de nuvem convectiva antes que o esquema de radiação perceba sua carga hídrica. Esta pode ser uma fonte do viés positivo da radiação solar que incide na superfície. O objetivo deste trabalho é incluir os efeitos de nuvens convectivas profundas no esquema de radiação do modelo Eta regional e avaliar os impactos sobre o saldo de energia radiativa e outras variáveis meteorológicas. O esquema de radiação é o Modelo de Transferência Radiativa Rápida RRTMG. O trabalho foi desenvolvido em quatro etapas. No primeiro estágio, foi diagnosticado o viés positivo na radiação solar incidente à superfície. Na segunda etapa, os parâmetros do esquema de parametrização convectiva foram modificados para aumentar a precipitação convectiva; no entanto, essa modificação não causou qualquer alteração nos fluxos radiativos. Na terceira etapa, os parâmetros do esquema microfísico foram modificados para aumentar as nuvens explícitas; desta vez, a modificação causou alguma redução no fluxo radiativo e nos vieses. Na quarta e última etapa, além das modificações anteriores, os condensados da parametrização convectiva foram inseridos no esquema de radiação; isto produziu uma redução adicional da tendência positiva do fluxo radiativo de onda curta incidente à superfície. As rodadas curtas foram realizadas para o mês de janeiro de 2008, um mês chuvoso de verão com intensa atividade convectiva na América do Sul, além de uma rodada longa de 10 anos (1980-1989), para verificar o desempenho da simulação da última etapa em reproduzir a variabilidade intrasazonal. A inclusão dos condensados de nuvens convectivas profundas no esquema de radiação melhorou a cobertura de nuvens, o ciclo diurno do saldo de radiação à superfície e a temperatura a 2 metros. Porém, a redução do saldo de radiação à superfície causou a redução da energia disponível para instabilidade convectiva e, conseqüentemente, a redução da precipitação convectiva e total. Na rodada longa de 10 anos, a simulação conseguiu reproduzir a variabilidade sazonal das estações de verão e inverno em comparação com dados de reanálise. O impacto das modificações na simulação longa da última etapa é observado nas variáveis meteorológicas, principalmente na redução do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície. Os resultados mostram a importância da inclusão da carga hídrica da nuvem cumulus no esquema radiativo para a redução do viés nas componentes da energia radiativa. No entanto, trabalhos adicionais são necessários continuamente nas interações do modelo entre esquemas de convecção, de microfísica e de radiação em um modelo numérico.

Palavras-chave: Nuvens cumulus, Esquema de radiação atmosférica, Simulação climática, BMJ, RRTMG, modelo Eta.

INCLUSION OF THE RADIATIVE EFFECT OF DEEP CONVECTIVE CLOUDS IN THE ETA MODEL SIMULATIONS

ABSTRACT

Convective clouds play an important role in the local energy budget by directly interacting with solar and terrestrial radiation. However, radiation parameterization schemes of atmospheric models generally consider clouds produced from microphysics schemes or some other grid saturation criteria. Deep convective parameterization schemes tend to rain out the convective cloud before the radiation scheme perceives its water load. This may be a source of the positive bias of the incoming solar radiation at the surface. The objective of this work is to include the effects of deep convective clouds in the radiation scheme of the regional Eta model and to evaluate the impacts on the net radiative energy and other meteorological variables. The radiation scheme is the Rapid Radiative Transfer Model. The work is developed in four stages. In the first stage, the positive bias in the incoming solar radiation was diagnosed. In the second stage, the parameters of the convective parameterization scheme were modified to increase convective precipitation; however, this caused hardly any change to the radiative fluxes. In the third stage, the parameters of the microphysics scheme were modified to increase explicit clouds; this time, the modification caused some reduction in the radiative flux and biases. In the fourth and last stage, in addition to the previous modifications, the condensates from the convective parameterization were input to the radiation scheme; this produced further reduction of the positive bias of the incoming surface shortwave radiative flux. The short runs were carried out the month of January 2008, a rainy summer month with intense convective activity in South America, in addition to a 10-year long run (1980-1989), to verify the performance of the simulation of the last stage in reproducing the interseasonal variability. The inclusion of deep convective cloud condensates into the radiation scheme improved the cloud cover, the diurnal cycle of the surface net radiation and the 2-meter temperature. However, the reduction of the net radiation at the surface caused the reduction of the available energy for convective instability and, consequently, the reduction the convective and total precipitation. In the 10-year long run, the simulation was able to reproduce the seasonal variability of the summer and winter seasons compared to reanalysis data. The impact of the modifications in the long simulation of the last stage is observed in meteorological variables, mainly in the reduction of the shortwave radiation flux incident on the surface. The results show the importance of the inclusion of cumulus cloud water load in the radiative scheme for bias reduction in the radiative energy components. However, further work is continuously needed on model interactions between convective, microphysics and radiation schemes in a numerical model.

Keywords: Cumulus clouds, Atmospheric radiative scheme, Climate simulation, BMJ, RRTMG, Eta Model.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Distribuição média anual no topo da atmosfera do efeito radiativo das nuvens na componente de a) radiação de onda curta, b) radiação de onda longa e c) saldo do efeito radiativo das nuvens, no período de 2001-2011, a partir do conjunto de dados do “Clouds and Earth’s Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Ed2.6r (LOEB et al., 2009) e d) taxa média de precipitação (1981-2000) a partir do conjunto de dados do GPCP versão 2.2.....	9
Figura 2.2 - Diferença entre os dados ajustados do ERBE e os dados ajustados do CERES no saldo de radiação no TOA para (a) céu encoberto e (b) céu claro; (c) saldo do CRE. (d) diferenças correspondentes a (a)-(c) da média zonal do ERBE menos CERES.....	12
Figura 3.1 - Função de densidade da potência espectral simetrizada para o auto alargamento do vapor d’água em 26,7 mb e 296 K (curva sólida). O “continuum” é indicado pela curva pontilhada.....	26
Figura 3.2 - Coeficientes de absorção devido ao dióxido de carbono para o nível de 507 mbar em uma atmosfera de verão de latitudes médias para uma faixa espectral de 630-700 cm ⁻¹ (a) como uma função do número de onda e (b) reordenado em ordem crescente pelo método de correlação-k.....	27
Figura 3.3 - Perfil vertical da razão de mistura de água líquida e gelo em um ponto de convecção profunda sobre a Amazônia..	33
Figura 3.4 - Fluxograma da física do modelo Eta e da inclusão do efeito da convecção profunda na radiação (em azul e sublinhado)..	34
Figura 3.5 - Domínio e topografia (m) do modelo Eta para os experimentos propostos.....	35
Figura 3.6 - Esquema ilustrativo das etapas do trabalho..	39

Figura 4.1 - Fluxo médio de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m ²) do a) CMSAF, b) ERA5, c) EtaR, d) EtaR-C, e) EtaR-CM e f) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.....	42
Figura 4.2 - Bias da radiação de onda curta incidente à superfície (W/m ²) do a) EtaR, b) EtaR-C, c) EtaR-CM, ed) EtaR-CMX, em comparação com os dados do CMSAF. Média para o mês de janeiro de 2008.	44
Figura 4.3 - Saldo de radiação à superfície (W/m ²) do a) ERA5, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.	46
Figura 4.4 - Caminho de água líquido da nuvem integrado verticalmente (g/m ²) do a) ERA5, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.	47
Figura 4.5 - Caminho de gelo de nuvem integrado verticalmente (g/m ²) do a) ERA5, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.....	48
Figura 4.6 - Perfil vertical dos caminhos de água líquida e gelo de nuvem (g/m ²) do a) EtaR, b) EtaR-C, c) EtaR-CM e d) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.....	50
Figura 4.7 - Cobertura de nuvem (%) do a) ERA5, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.	51
Figura 4.8 - Precipitação total (mm/dia) do a) CMORPH, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.	53
Figura 4.9 - Ciclo diurno do a) saldo de radiação à superfície (W/m ²), b) temperatura superficial (°C), c) fluxo de calor latente à superfície (W/m ²) e d) fluxo de calor sensível à superfície (W/m ²) das simulações em comparação com dados do ERA5. Média horária de janeiro de 2008 em todo o domínio.	55
Figura 4.10 - Ciclo diurno do a) fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m ²), b) temperatura a 2 metros (°C) e c) precipitação total (mm) das simulações em comparação com dados do ERA5. Média horária de janeiro de 2008 em todo o domínio.	56

Figura 4.11 - Média do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m ²) da reanálise ERA5 (esquerda), da simulação EtaR-CMX (centro) e o bias (direita) para os trimestres de DJF (a, b e c) e JJA (c, d e e), no período de 1980 a 1989.	60
Figura 4.12 - Média do fluxo de radiação de onda longa incidente à superfície (W/m ²) da reanálise ERA5 (esquerda), da simulação EtaR-CMX (centro) e o bias (direita) para os trimestres de DJF (a, b e c) e JJA (c, d e e), no período de 1980 a 1989....	62
Figura 4.13 - Média do saldo de radiação à superfície (W/m ²) da reanálise ERA5 (esquerda), da simulação EtaR-CMX (centro) e o bias (direita) para os trimestres de DJF (a, b e c) e JJA (c, d e e), no período de 1980 a 1989....	63
Figura 4.14 - Média do caminho de água líquida de nuvem (g/m ²) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989....	65
Figura 4.15 - Média do caminho de gelo de nuvem (g/m ²) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989....	66
Figura 4.16 - Média da cobertura de nuvem (%) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989....	67
Figura 4.17 - Média da precipitação total (mm) do CRU, do ERA5, da simulação EtaR-CMX e o bias (Eta-ERA5) para os trimestres de DJF (a), b), c) e d)) e JJA (e), f), g) e h)), no período de 1980 a 1989....	69
Figura 4.18 - Média de temperatura a 2 metros (°C) do CRU, do ERA5, da simulação EtaR-CMX e o bias (Eta-ERA5) para os trimestres de DJF (a), b), c) e d)) e JJA (e), f), g) e h)), no período de 1980 a 1989....	71
Figura 4.19 - Efeito radiativo de nuvens da componente de onda curta no TOA (W/m ²) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX	

(direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.....	73
Figura 4.20 - Efeito radiativo de nuvens da componente de onda longa no TOA (W/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.....	75
Figura 4.21 - Saldo do efeito radiativo de nuvens no TOA (W/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.....	76
Figura 4.22 - Ciclo anual do a) saldo de radiação à superfície (W/m^2), b) saldo de energia à superfície (W/m^2), c) fluxo de calor latente à superfície (W/m^2) e d) fluxo de calor sensível à superfície (W/m^2) da simulação EtaR-CMX (curva vermelha), em comparação com dados do ERA5 (curva preta), sobre o continente.....	77
Figura 4.23 - Ciclo anual do a) fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m^2), b) temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) e c) precipitação total (mm/dia) da simulação EtaR-CMX (curva vermelha) em comparação com dados do ERA5 (curva preta), sobre o continente.....	79
Figura 4.24 - Ciclo anual do a) saldo de radiação à superfície (W/m^2), b) saldo de energia à superfície (W/m^2), c) fluxo de calor latente à superfície (W/m^2) e d) fluxo de calor sensível à superfície (W/m^2) da simulação EtaR-CMX (curva vermelha), em comparação com dados do ERA5 (curva preta), sobre o oceano.....	81
Figura 4.25 - Ciclo anual do a) fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m^2), b) temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) e c) precipitação total (mm/dia) da simulação EtaR-CMX (curva vermelha) em comparação com dados do ERA5 (curva preta), sobre o oceano..	84

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Depressão da pressão de saturação (a unidade é Pascal)	37
Tabela 3.2 - Parâmetros do esquema de microfísica da nuvem	38
Tabela 4.1 - Métricas estatísticas das simulações em todo o domínio	58
Tabela 4.2 - Métricas estatísticas da simulação EtaR-CMX de 1980 a 1989, sobre o continente e sobre o oceano.....	86

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AER	Atmospheric and Environmental Research
AR5	Assessment Report 5
CAPE	Convective Available Potential Energy
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CGOS	Climate Global Observing System
CMSAF	Satellite Application Facility on Climate Monitoring
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRE	Cloud Radiative Effect
ECV	Essential Climate Variables
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ES	Earth System
GEE	Gases do Efeito Estufa
H	Heating (Aquecimento radiativo líquido)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KF	Koh e Fonseca esquema de condensados convectivos
LBLRTM	Line-by-Line Radiative Transfer Model
LWCRE	Longwave Cloud Radiative Effect
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NOAH	NCEP / Oregon State University / Air Force / Hydrology Lab
RRTMG	Rapid Radiative Transfer Model for GCM
SWCRE	Shortwave Cloud Radiative Effect
UKCA	United Kingdom Chemistry and Aerosol model
UNFCCC	United Nations Framework Convention on Climate Change
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

θ_e	Temperatura potencial equivalente
W	Watts
m	metros
S	Irradiância solar (W/m^2)
α	Albedo planetário (adimensional)
ΔP	Depressão da pressão de saturação
RH_c	Umidade relativa crítica
V_{iT}	Velocidade terminal do gelo

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivo.....	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1. Efeito radiativo das nuvens.....	7
2.2. 'Feedback' das nuvens	11
2.3. Modelagem das nuvens.....	14
2.4. Efeito radiativo de nuvens convectivas profundas	15
3 METODOLOGIA.....	19
3.1. Dados observacionais.....	19
3.1.1. Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CMSAF)	19
3.1.2. CPC MORPHing technique (CMORPH)	20
3.1.3. Reanálise ERA5.....	22
3.1.4. Climate Research Unit (CRU)	23
3.2. Modelo eta	24
3.2.1. Esquema de radiação.....	25
3.2.1.1. Esquema rápido de transferência radiativa (RRTMG).....	26
3.2.2. Esquema de condensados convectivos	30
3.3. Configuração do modelo.....	34
3.4. Simulações numéricas.....	35
3.5. Avaliação objetiva dos experimentos.....	39
4 RESULTADOS	41
4.1. Inclusão do efeito radiativo de nuvem convectiva.....	41

4.1.1.	Fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície	41
4.1.2.	Saldo de radiação à superfície	44
4.1.3.	Caminhos de água líquida e gelo	46
4.1.4.	Perfil vertical dos caminhos de água líquida e gelo.....	49
4.1.5.	Cobertura de nuvens.....	51
4.1.6.	Precipitação total.....	52
4.1.7.	Ciclo diurno	54
4.1.8.	Métricas estatísticas.....	57
4.2.	Integração do período presente (1980-1989)	59
4.2.1.	Fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície	59
4.2.2.	Fluxo de radiação de onda longa incidente à superfície	61
4.2.3.	Saldo de radiação à superfície	62
4.2.4.	Caminhos de água líquida e gelo de nuvem	64
4.2.5.	Cobertura de nuvem.....	67
4.2.6.	Precipitação total.....	68
4.2.7.	Temperatura a 2 metros	70
4.2.8.	Efeito radiativo de nuvens	72
4.2.9.	Ciclo anual.....	77
4.2.10.	Métricas estatísticas	84
5	CONCLUSÕES.....	89
5.1.	Sugestões para trabalhos futuros	91
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
	ANEXO A - ARTIGO SUBMETIDO	103

1 INTRODUÇÃO

Desde a década de 70, cientistas reconheceram a importância das nuvens para o sistema climático e para as mudanças climáticas (BOUCHER et al., 2013). A representação dos processos de nuvem em modelos climáticos tem sido reconhecida por décadas como uma fonte dominante de incerteza na modelagem do sistema climático (ARAKAWA, 1975, 2004; CHARNEY et al., 1979; CESS et al., 1989; RANDALL et al., 2003; BONY et al., 2006). Apesar de reduzida em comparação com o AR5, a retroalimentação das nuvens ainda permanece como a grande fonte de incerteza nas estimativas de sensibilidade climática (MASSON-DELMOTTE et al., 2021).

Grande parte da superfície da terra é coberta por nuvens em qualquer momento. Entretanto, nem todas as nuvens são iguais e nem todas afetam igualmente o clima da terra. As nuvens interagem com o sistema climático de diversas formas, como por exemplo, modificando os fluxos tanto de radiação solar como de radiação térmica. As nuvens podem agir como um ingrediente do efeito estufa para aquecer o planeta, ao absorver o fluxo de radiação térmica emergente no topo da atmosfera, e podem aumentar o albedo planetário, ao refletir o fluxo de radiação solar de volta ao espaço para resfriar o planeta. Portanto, enquanto alguns tipos de nuvens ajudam a aquecer o planeta, outras promovem o resfriamento.

Embora os processos de nuvem estejam entre os mais importantes para o clima, também estão entre os mais difíceis de entender e prever. Esses processos podem ser agrupados em cinco categorias: processos microfísicos, dinâmicos, radiativos, turbulentos e químicos, e cada um desses processos são extremamente importantes para o sistema climático.

A influência das nuvens no sistema climático, pode então ser identificada em duas direções. Na primeira direção, o aumento da temperatura global atmosférica, causado pela energia proveniente do sol, faz com que a atmosfera do planeta retenha uma maior quantidade de água no estado de vapor. Com o aquecimento superficial, o ar próximo ao solo se eleva passando por um processo de expansão. Essa expansão, considerada

adiabática, resulta numa perda de energia que faz com que a temperatura do ar elevado diminua significativamente. O resfriamento do ar úmido que se eleva na atmosfera inicia a formação das nuvens por condensação.

Após este processo, nuvens de diferentes tipos são formadas, causando diferentes efeitos sobre a radiação solar e terrestre. Esses diferentes impactos são conhecidos como o “Efeito Radiativo das Nuvens” ou “CRE” (do inglês – Cloud Radiative Effect).

O “CRE” ou o efeito das nuvens no balanço de radiação no topo da atmosfera terrestre, pode ser inferido por dados de satélite quando comparado à radiação emergente em condições com nuvem e sem nuvens (RAMANATHAN et al., 1989). Devido ao aumento do albedo planetário, a nebulosidade exerce um efeito radiativo global e anual sobre a radiação de onda curta ou “SWCRE” (do inglês – Shortwave Cloud Radiative Effect) de aproximadamente -50 W.m^{-2} , e contribui para o efeito estufa, exercendo um efeito médio na radiação de onda longa ou “LWCRE” (do inglês – Longwave Cloud Radiative Effect) de aproximadamente $+30 \text{ W.m}^{-2}$, com uma margem de 10% ou menos entre estimativas produzidas por satélite (LOEB et al., 2009).

Portanto, o saldo médio global do efeito radiativo das nuvens em aproximadamente -20 W.m^{-2} implica em um efeito líquido de resfriamento da cobertura de nuvens sobre o clima atual (BOUCHER et al., 2013). Esse resfriamento planetário líquido fornecido pelas nuvens é aproximadamente cinco vezes maior do que o aquecimento planetário a partir de uma duplicação de CO_2 (ZELINKA et al. 2017).

O efeito líquido das nuvens no balanço radiativo no topo da atmosfera, também conhecido como “forçante radiativa das nuvens” ou “CRF” (do inglês – Cloud Radiative Forcing) (RAMANATHAN et al., 1989) é altamente incerto em escalas regionais (CHARLOCK ; RAMANATHAN, 1985; CESS; POTTER, 1987; BOUCHER et al., 2013) e qualquer incerteza nessa forçante radiativa líquida estimada pelas nuvens leva a erros na forçante climática estimada (STEPHENS, 2005).

Na segunda direção da influência das nuvens no clima, está o impacto de retorno que essas nuvens causam nas variáveis climáticas, podendo atenuar ou amplificar o aquecimento global. Esse processo, conhecido como retroalimentação ou 'feedback', é um termo amplamente utilizado em vários campos técnicos e até mesmo no cotidiano (RANDAL, 2012).

Zelinka et al. (2017) afirmam que o 'feedback' causado pelas nuvens, é um efeito agregado de retroalimentações que são separadas em três componentes: a "quantidade de nuvens" ou mudanças na cobertura espacial de nuvens, cujo sinal depende fortemente do tipo de nuvem; a "altitude da nuvem" ou mudanças na altura do topo das nuvens, cujo sinal será positivo se, por exemplo, o aquecimento causar uma elevação do topo das nuvens altas; e finalmente a "opacidade das nuvens" ou mudança nas propriedades ópticas da nuvem, cujo sinal depende do saldo líquido entre o 'efeito albedo' e o 'efeito estufa'. Portanto, ao final do ciclo, um 'feedback' positivo das nuvens pode amplificar o aquecimento global, enquanto um 'feedback' negativo pode regular ou atenuar esse aquecimento.

Para projetar o panorama climático futuro, utilizam-se ferramentas computacionais como os modelos climáticos. Contudo, esses modelos apresentam incertezas que estão diretamente ligadas quanto à forma como abordam a solução de equações bem estabelecidas. Podemos citar, por exemplo, as diferentes formas de tratamento da nuvem de origem convectiva e da transferência radiativa.

Estudos sobre os impactos radiativos de nuvens do tipo cúmulos em modelos climáticos globais surgiram na década de 1980 (HERMAN et al., 1980), entretanto a investigação da natureza observada da fração de cobertura de nuvens convectivas profundas começou há pelo menos duas décadas antes (MALKUS, 1958; KRISHNAMURTI, 1968).

Alapaty (2012) afirma que, vários estudos reconheceram a importância dos impactos radiativos dessas nuvens no sistema climático, entretanto não foram capazes de modelá-los adequadamente devido à falta de uma maneira coerente para estimar a fração de nuvem em função de nuvens

parametrizadas. Embora explicitamente simuladas, nuvens em escala resolvida tinham permissão para impactar a radiação, enquanto nuvens cumulus em escala de sub-grade (ou nuvens convectivas parametrizadas) não.

Apesar das descobertas importantes desses estudos, vários modelos meteorológicos regionais, negligenciaram a nebulosidade cumulus em escala de sub-grade e os impactos radiativos associados. Talvez porque os impactos radiativos gerais de nuvens convectivas de sub-grade fossem considerados insignificantes, pelo menos de uma perspectiva da previsão do tempo de mesoescala (ALAPATY, 2012).

1.1. **Objetivo**

O objetivo principal deste trabalho é entender a interação da radiação atmosférica com as nuvens convectivas profundas em modelos numéricos. Pretende-se compreender como o esquema de radiação trata a nuvem de origem convectiva e qual o impacto da inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas nas variáveis meteorológicas e na distribuição dos fluxos radiativos em diferentes escalas de tempo.

Como objetivos específicos pretende-se:

- Avaliar o modelo Eta utilizando o esquema de radiação RRTMG em condições de céu encoberto por nuvens;
- Identificar uma relação entre o sinal do efeito radiativo das nuvens com a precipitação e a temperatura;

O trabalho está organizado da seguinte forma:

Na Seção 2, será apresentada a revisão bibliográfica do estudo proposto; na Seção 3 serão apresentados os dados observados e de reanálise que se pretende utilizar para a validação dos experimentos, uma breve descrição da versão do modelo regional Eta, do esquema de radiação, do esquema utilizado para estimar os condensados de água e gelo da nuvem

convectiva profunda e a metodologia de avaliação e análise das simulações; na Seção 4 serão apresentados os resultados; e na Seção 5 as conclusões deste trabalho.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica a seguir será organizada de forma a abordar as principais questões científicas que envolverão a tese, com foco no impacto da inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação atmosférica e como esse impacto é representado pelos modelos numéricos.

2.1. Efeito radiativo das nuvens

Em uma média global e anual, as nuvens exercem um efeito de resfriamento de aproximadamente -18 W.m^{-2} sobre o clima, ou seja, o “CRE” médio global é negativo, quando comparado com uma atmosfera hipotética livre de nuvens (ZELINKA et al. 2017). Em resposta ao aquecimento global, o efeito de resfriamento das nuvens no clima pode ser reforçado ou enfraquecido, produzindo assim um efeito radiativo para o aquecimento climático (RANDALL et al., 2007; NRC, 2003; ZHANG, 2004; STEPHENS, 2005; BONY et al., 2006).

Ao refletir a radiação solar de volta ao espaço (o efeito do albedo das nuvens) e absorver a radiação infravermelha emitida pela superfície terrestre e a troposfera inferior (o efeito estufa das nuvens), as nuvens exercem dois efeitos que competem entre si no balanço radiativo terrestre. Esses dois efeitos são geralmente referidos como a componente “SW” (ondas curtas) e “LW” (ondas longas) do efeito radiativo das nuvens ou “CRE” (do inglês – Cloud Radiative Effect). O equilíbrio entre essas duas componentes depende de muitos fatores, incluindo propriedades microfísicas e microfísicas da nuvem como: altura, tipo e propriedades ópticas.

Uma forma simples de descrever o efeito que as nuvens exercem no balanço de energia terrestre é o “Cloud Radiative Effect” (efeito radiativo das nuvens), que é a diferença entre a energia radiativa que retorna ao

espaço com a presença das nuvens, e a quantidade que escapa sem a presença da nebulosidade. Para a radiação solar, esta quantidade é geralmente negativa, pois o céu claro reflete menos radiação solar de volta para o espaço do que na presença de nuvens, enquanto para a radiação térmica esta quantidade é positiva, pois o céu claro permite mais saída de radiação infravermelha do que o céu encoberto. O efeito líquido das nuvens é a soma desses dois efeitos opostos.

Ramanathan (1989) definiu matematicamente o efeito radiativo das nuvens no TOA ao exemplificar o aquecimento radiativo líquido " H " ($W.m^{-2}$) de toda uma coluna superfície-atmosfera em uma região coberta por nuvens como sendo:

$$H = S(1 - \alpha) - F \quad (2.1)$$

Onde S é a irradiância solar ($W.m^{-2}$) e α o albedo planetário (adimensional), sendo, portanto, o termo " $S(1 - \alpha)$ " refere-se ao saldo de radiação da componente de onda curta e " F " o saldo de radiação da componente de onda longa, ambos no topo da atmosfera ($W.m^{-2}$). Portanto, para se descrever o efeito das nuvens no aquecimento H , é necessário primeiramente, definir o efeito radiativo das nuvens " CRE " como sendo:

$$CRE = H - H_{clr} \quad (2.2)$$

Onde H_{clr} é o aquecimento radiativo líquido de céu claro. Portanto, se uma região não apresenta nuvens, então $H = H_{clr}$ e $CRE = 0$. Neste caso as nuvens não causam qualquer diferença entre o aquecimento radiativo líquido médio sobre o domínio e o aquecimento radiativo médio sobre regiões de céu claro, neste mesmo domínio. Das Equações 2.1 e 2.2 podemos reescrever " CRE " como:

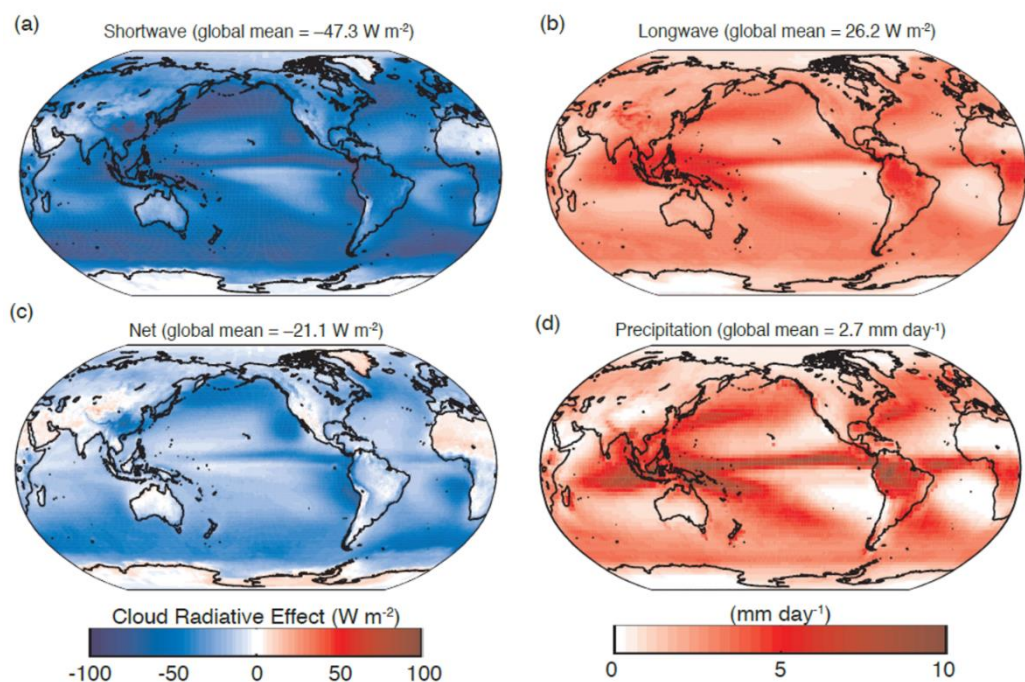
$$CRE = CRE_{SW} + CRE_{LW} \quad (2.3)$$

Onde $CRE_{SW} = S(\alpha_{clr} - \alpha)$ e $CRE_{LW} = F_{clr} - F$, sendo " α_{clr} " o albedo planetário de céu claro e " F_{clr} " o fluxo de radiação de onda longa de céu claro. Ramanathan (1989) explica que as nuvens são quase sempre mais

refletivas que superfícies oceânicas e o solo, exceto se houver presença de neve no solo. Portanto, quando nuvens estão presentes refletem mais energia solar de volta para o espaço do que uma atmosfera de céu claro, e o efeito radiativo de nuvens da componente de onda curta “ CRE_{SW} ” apresenta a quantia estimada desse efeito. Basicamente, “ CRE_{SW} ” é a diferença entre os fluxos de radiação solar refletidos em céu claro e céu encoberto.

Analogamente, quando as nuvens estão presentes, a coluna atmosférica irradia menos energia térmica de volta para o espaço do que faria em céu claro, e o efeito radiativo de nuvens da componente de onda longa “ CRE_{LW} ” mede esse efeito. Finalmente, o efeito total das nuvens é a soma entre as forçantes de nuvem de onda curta e onda longa, como mostra a Equação 2.3.

Figura 2.1 - Distribuição média anual no topo da atmosfera do efeito radiativo das nuvens na componente de a) radiação de onda curta, b) radiação de onda longa e c) saldo do efeito radiativo das nuvens, no período de 2001-2011, a partir do conjunto de dados do “Clouds and Earth’s Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Ed2.6r (LOEB et al., 2009) e d) taxa média de precipitação (1981-2000) a partir do conjunto de dados do GPCP versão 2.2.



Fonte: Adler et al. (2003).

Segundo o IPCC (BOUCHER et al., 2013) os padrões regionais de média anual do efeito radiativo das nuvens no topo da atmosfera refletem os padrões de distribuição da dependência da nuvem com a altitude. Nuvens altas, que são frias comparadas com temperaturas radiantes em céu claro, dominam os padrões de “LWCRE” (Figura 2.1 b)), enquanto o “SWCRE” é sensível a nuvens opticamente espessas em todas as altitudes (Figura 2.1 a)). O “SWCRE” também depende da disponibilidade de luz solar, e por isso, é sensível a ciclos diurnos e sazonais de nebulosidade.

Na Figura 2.1 c) nota-se que o saldo do efeito radiativo das nuvens é negativo sobre maior parte do globo e mais negativo em regiões com bastante nuvens stratus refletivas de níveis baixos e nuvens stratocumulus, como as encontradas em latitudes médias e oceanos subtropicais leste, onde o “SWCRE” é forte, mas o “LWCRE” é fraco. Regiões com nuvens espessas e profundas, que contenham altos valores de “LWCRE” e altos valores de “SWCRE” tendem a acompanhar a precipitação, mostrando sua íntima conexão com o ciclo hidrológico (Figura 2.1 d)) (BOUCHER et al., 2013). Na América do Sul, essa relação entre o sinal do CRE e a precipitação é melhor observada principalmente na região da Amazônia e na ZCIT.

Estudos na literatura mostram o quantitativo do “CRE” a partir de estimativas de satélites (LOEB et al., 2009; SOHN et al., 2010) e através de medições do balanço radiativo à superfície (KATO et al., 2011).

O conceito de efeito radiativo das nuvens contribui para nossa compreensão do clima e das mudanças climáticas (RAMANATHAN, 1989). Primeiramente, porque é uma parte importante do fluxo de energia do sistema terra-atmosfera. Segundo, porque podemos estimar quantitativamente o efeito radiativo das nuvens a partir de medidas observacionais do balanço de energia, e terceiro, porque, se somos capazes de prever a resposta total do clima às várias perturbações, devemos ser capazes também, de prever mudanças no efeito radiativo das nuvens.

2.2. 'Feedback' das nuvens

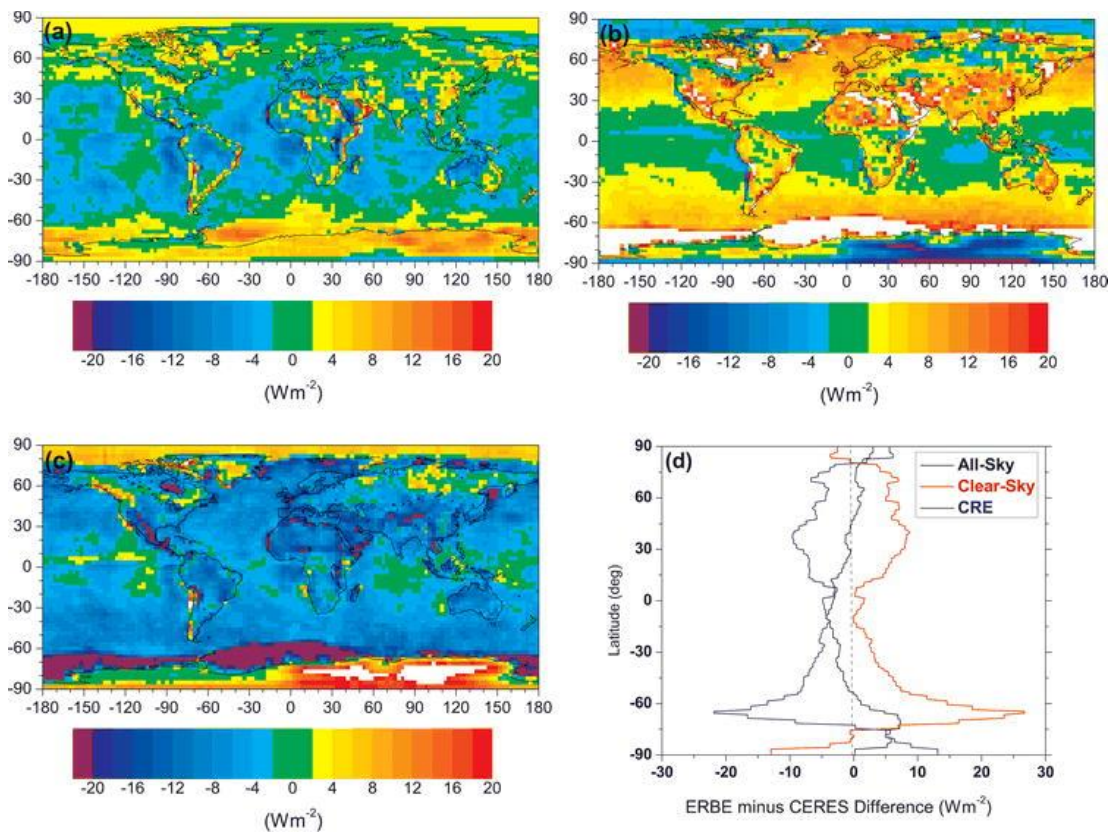
Em uma atmosfera mais aquecida por um aumento de CO₂, há um efeito de mudança na formação das nuvens. Essa mudança na distribuição das nuvens, produz um impacto nos fluxos radiativos que podem aumentar ou diminuir esse aquecimento atmosférico inicial. Esse processo é chamado de 'feedback' das nuvens ou retroalimentação. Essa retroalimentação contribui para amplificar ou atenuar as mudanças na temperatura global em consequência do seu impacto no balanço radiativo. É importante ressaltar que não se deve confundir o termo 'feedback' das nuvens com o efeito radiativo das nuvens explicado anteriormente. Cess et al. (1989) explicam que o efeito radiativo das nuvens se refere ao impacto no balanço energético terrestre quando medido no topo da atmosfera, enquanto, conceitualmente, o 'feedback' das nuvens deve ser relacionado com mudanças no seu efeito radiativo.

De acordo com Randall (2012), os processos de nuvem podem ser agrupados em cinco categorias, cada uma delas extremamente importantes para o sistema climático: os "processos microfísicos", envolvendo as gotas de nuvem, cristais de gelo e aerossóis, com escalas da ordem de micrometros; "processos dinâmicos", associados com o movimento do ar em nuvens convectivas, com escalas da ordem de quilômetros; "processos radiativos", envolvendo ambos os fluxos de radiação solar e terrestre sobre o campo das nuvens; "processos turbulentos", que inclui turbulências na camada limite planetária (próximo à superfície), o entranhamento de ar ambiente nas nuvens, e a formação de nuvens pequenas; além dos "processos químicos", que entre outros, são importantes para a formação anual do buraco de ozônio devido ao ozônio em nuvens estratosféricas polares.

Cada processo de nuvem tem o potencial de retroalimentar à medida que o estado do clima evolui devido a variabilidade forçada por fontes externas. Como resultado, existem diferentes tipos de 'feedbacks' como a mudança na quantidade de nuvens, mudança na altura do topo da nuvem e mudanças nas propriedades ópticas.

Afirma-se que o aquecimento global altera a distribuição e o tipo das nuvens (GREENFIELD-BOYCE, 2016; ORTTUNG, 2016). Portanto, em um cenário de mudanças climáticas, podem haver diferentes mudanças nos padrões geográficos e nas distribuições sazonais tanto de nuvens baixas como altas, e o 'feedback' líquido das nuvens resulta do efeito combinado dessas várias mudanças (RANDALL, 2012). A Figura 2.2 mostra o efeito direto das nuvens na radiação atmosférica.

Figura 2.2 - Diferença entre os dados ajustados do ERBE e os dados ajustados do CERES no saldo de radiação no TOA para (a) céu encoberto e (b) céu claro; (c) saldo do CRE. (d) diferenças correspondentes a (a)-(c) da média zonal do ERBE menos CERES.



Fonte: Loeb et al. (2009).

Randall (2012) Afirma que nuvens baixas são nuvens opticamente espessas, que se comportam como corpos negros. As nuvens baixas emitem em temperaturas relativamente altas, não tão diferentes da

temperatura da superfície da terra. Como resultado, um aumento na quantidade de nuvens baixas tem um efeito relativamente pequeno sobre a radiação de onda longa emergente. Por outro lado, nuvens baixas podem ser muito brilhantes quando vistas de cima, refletindo de volta ao espaço mais da metade da radiação solar incidente sobre elas. Como resultado, nuvens baixas tendem a resfriar a terra, no clima presente. Portanto, em um clima futuro aquecido pelo aumento de gases do efeito estufa, um aumento na quantidade de nuvens baixas aumentaria o resfriamento radiativo, o que levaria a reduzir o aquecimento global. Por outro lado, uma diminuição na quantidade de nuvens baixas aumentaria o aquecimento.

Randall (2012) afirma que, em relação a nuvens altas, as nuvens cirrus altas e frias muitas vezes se apresentam transparentes, por isso não refletem tanta radiação solar como nuvens típicas de níveis baixos, mas absorvem eficientemente a radiação infravermelha proveniente da superfície terrestre, levando a um aquecimento radiativo próximo ao nível da base da nuvem. As nuvens altas emitem pouca radiação para o espaço devido às suas temperaturas muito baixas, e dessa forma tendem a aquecer a terra como um todo. Portanto, um aumento na quantidade de nuvens altas tenderá a aumentar o aquecimento pelo efeito estufa.

Mesmo se a quantidade de nuvens altas permanecer a mesma, elas podem produzir um 'feedback' positivo com o aumento do aquecimento do solo, pois essas nuvens altas irão absorver a maior emissão de radiação infravermelha emitida pela superfície aquecida. Em nuvens altas, o resfriamento radiativo se torna fraco devido a uma concentração menor de vapor d'água e o ar seco se encontra sob temperaturas tão baixas que a umidade específica de saturação do vapor d'água é muito pequena (RANDALL, 2012).

Portanto, o 'feedback' das nuvens sobre o clima é um processo que difere entre os modelos nas projeções de mudanças climáticas (CESS et al., 1989). As representações das nuvens variam entre os modelos climáticos globais, e pequenas mudanças na cobertura de nuvens têm um grande impacto no clima (CESS et al., 1990; STOCKER et al, 2001).

2.3. Modelagem das nuvens

A simulação das nuvens em modelos climáticos modernos envolve diversas parametrizações que devem trabalhar em conjunto. Isto inclui parametrizações de turbulência, convecção cumulus, processos microfísicos, transferência radiativa e a quantidade de nuvem resultante (incluindo a sobreposição vertical entre os diferentes níveis de grade), assim como o transporte em escala de sub-grade de aerossóis e espécies químicas. O sistema de parametrizações deve balancear simplicidade, realismo, estabilidade computacional e eficiência. Muitos processos de nuvem ainda não são realísticos nos modelos de circulação geral atuais, e como tal, a resposta da nuvem à mudança climática permanece incerta (BOUCHER et al., 2013).

A capacidade das nuvens em produzir um ‘feedback’ positivo e negativo sobre o clima, devido aos detalhes na horizontal e características verticais da nuvem, indica tanto a importância como a sensibilidade de tratamento tridimensional da cobertura de nuvens para simulações de mudanças climáticas globais (STEPHENS 2005).

O maior desafio para a parametrização das nuvens está na formação e na dissipação das nuvens que são, em geral, mal compreendidas (STERNRUD, 2007). Como as nuvens são fenômenos da escala de sub-grade, tanto horizontalmente quanto verticalmente, não há uma teoria completa nem uma base de dados observacionais, que possa ser usada para relacionar a cobertura de nuvens com as variáveis em grande escala (SLINGO, 1987).

É importante reconhecer que a cobertura de nuvens é uma variável tridimensional e que pode variar em todas as direções possíveis. Em modelos numéricos, a cobertura de nuvens é definida como a fração de uma coluna de ar verticalmente especificada (célula de grade) que contenha nuvens em seu interior, quando avaliada de dentro da camada vertical selecionada (STERNRUD, 2007). A necessidade de um esquema de parametrização de cobertura de nuvens em um modelo de previsão de

tempo depende do espaçamento de grade do modelo e das escolhas do usuário do modelo.

Sternsrud (2007) explica que existem dois tipos principais de parametrização de cobertura de nuvens sendo usados em modelos numéricos de previsão do tempo. O primeiro tipo é uma parametrização diagnóstica da cobertura de nuvens, em que a cobertura é diagnosticada após cada passo de tempo a partir das variáveis do modelo, e então usada para modificar as quantidades de fluxo de radiação de ondas curtas e radiação de ondas longas. Essas parametrizações geralmente são muito simples e computacionalmente baratas. O segundo tipo é uma parametrização prognóstica de cobertura de nuvens, em que a cobertura é adicionada como uma variável prevista pelo modelo, combinada com uma segunda variável para a água de nuvem. Estas parametrizações são mais complexas e também computacionalmente mais caras.

A parametrização de cobertura de nuvens é mais um componente importante nos diversos modelos numéricos de previsão do tempo. Embora a necessidade deste tipo de parametrização possa, de fato, diminuir ou talvez desaparecer à medida que os espaçamentos de grade dos modelos se tornam cada vez menores. Observações sugerem que mesmo a 2 km de grade espacial, as nuvens podem ocorrer como um fenômeno de sub-grade. Portanto, para os modelos globais, a necessidade de parametrização da cobertura de nuvens continuará por algum tempo, até que os computadores se tornem rápidos o suficiente para que os modelos de resolução de nuvens sejam executados em escalas globais.

2.4. Efeito radiativo de nuvens convectivas profundas

As nuvens são um dos principais reguladores do clima, principalmente pela forma como influenciam o balanço energético, interagindo diretamente com a radiação atmosférica e o resultado é uma mudança no perfil termodinâmico da atmosfera. Segundo o IPCC (BOUCHER et al, 2013) a quantificação de nuvens nos modelos continua sendo um grande desafio e

a simulação numérica precisa de diversos fenômenos meteorológicos como os processos de superfície, depende de uma melhor representação dos cálculos de transferência radiativa, principalmente na interação da radiação atmosférica com os diferentes tipos de nuvens e suas propriedades ópticas.

No entanto, esquemas de parametrização de radiação de modelos regionais, em geral, não consideram a influência das nuvens convectivas profundas na radiação atmosférica, o que resulta em erros sistemáticos em vários parâmetros meteorológicos. Na busca de aprimorar a modelagem regional do clima e da qualidade do ar, Alapaty (2012), em um trabalho com o modelo regional WRF (SKAMAROCK et al, 2008) em simulações do clima de curto prazo e longo prazo, mostra a necessidade de considerar os efeitos de nuvens convectivas profundas na radiação atmosférica. A inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas no esquema de radiação induz a simulações mais realistas da atenuação do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, o que reduz a forçante superficial para a instabilidade convectiva. O resultado é uma redução significativa no viés de precipitação.

Herwehe et al. (2014), a fim de amenizar problemas com nebulosidade e precipitação convectiva no modelo regional WRF, descobriram que a falta de interação entre nuvens convectivas profundas e radiação atmosférica resultou em subestimativa de nebulosidade, mas com precipitação convectiva excessiva no verão de latitudes médias. Os resultados de 3 anos de simulação numérica, mostraram que a inclusão da nebulosidade da sub-grade estimada pelo esquema de parametrização convectiva de Kain-Fritsch (KAIN, 2004), reduziu a radiação de onda curta incidente à superfície. Essas mudanças atenuaram o excesso de energia potencial convectiva diabática disponível e melhoraram a simulação dos fluxos de calor à superfície, precipitação e eventos extremos de chuva e temperatura.

As simulações do modelo Eta usando o pacote de radiação GFDL (LACIS; HANSEN, 1974; FELS; SCHWARZKOPF, 1975) superestimam sistematicamente o fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície

em comparação com os dados observados (HINKELMAN et al, 1999; CHOU et al, 2002). Campos et al (2017) substituíram o esquema de radiação pelo modelo rápido de transferência radiativa para modelos de circulação geral (RRTMG) no modelo Eta (CAMPOS et al, 2017) e reduziu o viés positivo presente no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície. No entanto, em seu trabalho, a validação foi realizada para um período de céu claro predominante e, portanto, a interação da radiação com a presença de nuvens, especialmente nuvens do tipo cúmulos profunda, esteve praticamente ausente.

Koh e Fonseca (2016) desenvolveram um esquema diagnóstico de nuvem para uso em esquemas de parametrização de ajuste convectivo, como o esquema Betts-Miller-Janjic (BETTS; MILLER 1986, JANJIC 1994). Eles aplicaram seu esquema ao modelo WRF. O esquema melhorou a representação da nebulosidade do modelo e reduziu o viés positivo dos fluxos de radiação à superfície em comparação com os dados observados e a reanálise. O esquema, que leva em consideração a interação de nuvens convectivas profundas e radiação, foi usado em um estudo com diferentes escalas de tempo no cinturão tropical em alta resolução (FONSECA et al, 2018).

Em um estudo mais recente envolvendo núcleos de precipitação sobre oceanos tropicais, Teo et al. (2021) mostraram que, usando o esquema proposto por Koh e Fonseca, o modelo WRF simulou bem a circulação climatológica, precipitação, fluxos radiativos à superfície, temperatura a 2 metros e umidade do solo durante as monções em regiões tropicais de intensa atividade de convecção profunda.

3 METODOLOGIA

Nesta Seção serão descritas as principais ferramentas para a realização do trabalho. Para uma avaliação dos experimentos serão utilizados dados observacionais de satélites de diferentes fontes e em diferentes resoluções espaciais. Em seguida, será apresentada uma breve descrição do modelo Eta e a configuração utilizada, do esquema de radiação e do seu acoplamento com o esquema de parametrização de convecção profunda. Por fim, serão descritas as etapas do trabalho, desde a validação do modelo até a análise da simulação climática.

3.1. Dados observacionais

3.1.1. Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CMSAF)

O “Satellite Application Facility on Climate Monitoring” (CMSAF), tem por objetivo o fornecimento de dados de parâmetros geofísicos derivados de satélite adequados para o monitoramento do clima. CMSAF fornece climatologias para as “variáveis climáticas fundamentais” (ECV), conforme exigido pelo plano de implementação do Climate Global Observing System (CGOS) com apoio da United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). Vários parâmetros de nuvem, albedo de superfície, fluxos de radiação na parte superior da atmosfera e à superfície, bem como produtos de temperatura e umidade atmosférica formam uma base sólida para o monitoramento da atmosfera ambiente. Os produtos são classificados em conjuntos de dados de monitoramento obtidos em tempo quase real e conjunto de dados com base em radiâncias cuidadosamente intercalibradas. Os produtos CMSAF são derivados de vários instrumentos a bordo de satélites operacionais em órbita geoestacionária e polar, os satélites Meteosat e NOAA, respectivamente (KARLSSON et al., 2012).

Os conjuntos de dados existentes utilizam os dados de instrumentos a bordo do novo satélite meteorológico operacional EUMETSAT (MetOP). Os

produtos têm sido validados principalmente através de vários conjuntos de dados superficiais, tanto local (in situ) como de sensoriamento remoto. A precisão empregada para os produtos derivados em tempo quase real é suficiente para monitorar a variabilidade em escalas diurnas e sazonais. Produtos baseados em dados de radiância intercalibrada também podem ser usados para análise da variabilidade climática até escala interanual. A meta principal do segundo Desenvolvimento Contínuo da CMSAF, iniciado em 2012 com fase de operações atuais, é melhorar ainda mais todos os conjuntos de dados CMSAF a um nível de qualidade que permita estudos de variabilidade interanual.

Para este trabalho serão utilizados dados horários de radiação de onda curta incidente à superfície e cobertura total de nuvens do conjunto de dados estimados pelo satélite METEOSAT (MSG/SEVIRI), disponíveis de 1983 a 2013, com projeção do disco completo, cobrindo uma região de $\pm 65^\circ$ de latitude e $\pm 65^\circ$ de longitude e com resolução espacial de $0,03^\circ$, aproximadamente 5 km (POSSELT et al., 2011). Também serão utilizados dados de média mensal de albedo, fluxo de onda longa incidente e emergente do conjunto de dados climáticos estimados por satélite de órbita polar, com período de 1982 a 2009, em grade global regular de latitude-longitude com resolução espacial de aproximadamente 25 km.

3.1.2. CPC MORPHing technique (CMORPH)

A técnica de CPC MORPHing (CMORPH) produz análises de precipitação global em alta resolução espacial e temporal. Esta técnica usa estimativas de precipitação derivadas de observações de micro-ondas de satélite orbitador de órbita baixa exclusivamente, e cujas características são transportadas por meio de informações de propagação espacial obtidas inteiramente de dados de IR de satélite geoestacionário (XIE et al, 2019).

Atualmente, foram incorporadas estimativas de precipitação derivadas das microondas passivas a bordo do DMSP 13, 14 e 15 (SSM / I), do NOAA-15, 16, 17 e 18 (AMSU-B) e AMSR-E e TMI a bordo do Aqua da NASA e

espaçonave TRMM, respectivamente. Essas estimativas são geradas por algoritmos de Ferraro (1997) para SSM / I, Ferraro et al. (2000) para AMSU-B e Kummerow et al. (2001) para TMI. Esta técnica não é um algoritmo de estimativa de precipitação, mas um meio pelo qual as estimativas de algoritmos de precipitação de micro-ondas existentes podem ser combinadas. Portanto, este método é extremamente flexível, de modo que qualquer estimativa de precipitação de qualquer fonte de satélite de micro-ondas pode ser incorporada.

Com relação à resolução espacial, embora as estimativas de precipitação estejam disponíveis em uma grade com um espaçamento de 8 km (no equador), a resolução das estimativas derivadas por satélite é menor do que uma grade espacial de 12 por 15 km. Portanto, a melhor resolução é obtida por interpolação.

Os dados do infravermelho são usados como um meio de transportar os recursos de precipitação derivados de micro-ondas durante os períodos em que os dados de micro-ondas não estejam disponíveis em um local. Matrizes de vetores de propagação são produzidas computando correlações de defasagem espacial em imagens sucessivas de IR de satélite geoestacionário que são então usadas para propagar as estimativas de precipitação derivadas de micro-ondas. Este processo governa apenas o movimento dos recursos de precipitação (XIE et al., 2019).

Em um determinado local, a forma e a intensidade dos recursos de precipitação, em períodos de meia hora intermediários entre as varreduras de micro-ondas, são determinadas através da realização de uma interpolação temporal entre os recursos derivados de micro-ondas. Esta última etapa é referida como a "transformação" dos recursos.

Para este trabalho foi utilizado o dado de frequência temporal mensal para o mês de janeiro de 2008.

3.1.3. Reanálise ERA5

O ERA5 (ECMWF Reanalysis 5th Generation) é a reanálise de quinta geração do centro europeu (ECMWF) para o clima e tempo globais nas últimas 4 a 7 décadas. Atualmente, os dados estão disponíveis a partir de 1950, divididos em entradas do “Climate Data Store” para 1950-1978 (extensão anterior preliminar) e de 1979 em diante. O ERA5 substitui a reanálise ERA-Interim.

A reanálise combina dados de modelo com observações de todo o mundo em um conjunto de dados globalmente completos e consistentes usando as leis da física. Este princípio, chamado de assimilação de dados, é baseado no método usado pelos centros de previsão numérica do tempo, onde a cada conjunto de horas (12 horas no ECMWF) uma previsão anterior é combinada com as novas observações disponíveis de uma forma otimizada para produzir uma nova e melhor estimativa do estado da atmosfera, chamado de análise, a partir do qual uma previsão atualizada e melhorada é emitida. A reanálise funciona da mesma maneira, mas com uma resolução reduzida para permitir o fornecimento de um conjunto de dados abrangendo várias décadas. A reanálise não tem a restrição de emitir previsões oportunas, então há mais tempo para coletar observações e, ao retroceder no tempo, para permitir a ingestão de versões melhoradas das observações originais, que beneficiam a qualidade do produto de reanálise (HERSBACH et al., 2018).

O ERA5 fornece estimativas de hora em hora para um grande número de variáveis atmosféricas, das ondas do oceano e da superfície terrestre. Uma estimativa de incerteza é amostrada por um conjunto de 10 membros subjacentes em intervalos de três horas. A média e a propagação do conjunto foram pré-calculadas, por conveniência. Essas estimativas de incerteza estão intimamente relacionadas ao conteúdo da informação do sistema de observação disponível, que evoluiu consideravelmente ao longo do tempo. Eles também indicam áreas sensíveis dependentes de fluxo. Para facilitar muitas aplicações climáticas, as médias mensais também foram pré-calculadas, embora as médias mensais não estejam disponíveis

para a média e distribuição do conjunto. O ERA5 é atualizado diariamente com uma latência de cerca de 5 dias.

As variáveis do ERA5 utilizadas para validar os resultados neste trabalho compreendem: os fluxos radiativos incidentes e emergentes de onda curta e onda longa; fluxos de calor à superfície; caminho de água líquida e gelo; cobertura de nuvem e temperatura a 2 metros.

3.1.4. Climate Research Unit (CRU)

O conjunto de dados de séries temporais (“TS”) são variações climáticas mensais cobrindo o último século e produzidos pela Unidade de Pesquisa Climática (Climate Research Unit - CRU) da Universidade de East Anglia. Os dados são calculados na resolução espacial de 0,5 x 0,5 graus, com espaçamento de grade de aproximadamente 50 km, que são baseados em um arquivo de temperaturas médias mensais fornecidas por mais de 4000 estações meteorológicas distribuídas em todo o mundo. Os dados possibilitam o estudo de variações no clima e fornece variáveis como; cobertura de nuvens, faixa de temperatura diurna, frequência de dias com geada, precipitação, temperatura média diária, média mensal de temperatura máxima diária, pressão de vapor, evapotranspiração potencial e frequência de dias úmidos (JONES et al., 2013).

Atualmente, o Centro Britânico de Dados atmosféricos (BADC) mantém os dados mais recentes da série Temporal gerados pela CRU para o período de 1901-2013 que estão disponíveis como dados CRU TS 3.22. O BADC também detém os conjuntos de dados preliminares CRU TS 3.00 para o período de 1901-2006, bem como os subsequentes CRU TS 3.10, CRU TS 3.20 e CRU TS 3.21, conjuntos de dados para os períodos de 1901-2009, 1901-2011 e 1901-2012, respectivamente.

Os dados “CRU TS” são campos em grades mensais com base em valores diários, conseqüentemente os arquivos do tipo ASCII e NETCDF ambos contêm valores médios mensais para os vários parâmetros. Para este

trabalho foram utilizados dados mensais de precipitação e de temperatura a 2 metros para o período de 1980 a 1989.

3.2. Modelo Eta

Neste trabalho será utilizado o modelo de área limitada Eta (MESINGER et al., 2012). Este modelo foi instalado no CPTEC em 1996 (Chou, 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 atmosférica (MCGA).

O modelo Eta trata os processos físicos de sub-grade através de esquemas de parametrizações, como todos os demais modelos de previsão numérica de tempo. Os pontos de grade do modelo usam a coordenada eta aproximadamente horizontal (MESINGER, 1984). O modelo Eta resolve as misturas turbulentas na atmosfera através do esquema de Mellor-Yamada (MELLOR; 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). A hidrologia do modelo é representada pelo esquema NOAH (EK et. al, 2003). O esquema possui 4 camadas no solo e utiliza 15 tipos de solo, e a cobertura vegetal difere em 13 tipos. A parte da chuva e das nuvens estratiformes são representadas pelo esquema de microfísica de nuvens de Ferrier et al. (2002) que trata de diferentes tipos de hidrometeoros. A precipitação convectiva é tratada pelo esquema de Betts-Miller (1986), modificada por Janjic (1994).

O tratamento dos fluxos radiativos na atmosfera foi desenvolvido pelo Atmospheric and Environmental Research (AER) (MLAWER et al., 1997), onde tanto a radiação de onda curta como a radiação de onda longa se baseiam no modelo rápido de transferência radiativa (RRTMG – Rapid Radiative Transfer Model). As taxas de aquecimento ou resfriamento devido aos processos radiativos serão recalculadas a cada hora de integração numérica. Uma versão do modelo regional Eta utilizando o

esquema rápido de transferência radiativa “RRTMG’ (CAMPOS et al., 2017) será validada e utilizada de forma a viabilizar a avaliação e a análise do estudo proposto.

As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura do ar, umidade específica, componente zonal e meridional do vento, pressão à superfície, energia cinética turbulenta, umidade e temperatura do solo e água líquida ou gelo das nuvens.

3.2.1. Esquema de radiação

Os esquemas de radiação utilizados por modelos atmosféricos fazem uma divisão entre as bandas espectrais provenientes da radiação solar (onda curta), com todos os comprimentos de onda abaixo de aproximadamente 4 micrômetros e as bandas espectrais provenientes da radiação terrestre (onda longa), abrangendo todos os comprimentos de onda acima de 4 micrômetros. Os modelos numéricos utilizam dois esquemas de radiação separados, um para ondas curtas e outro para radiação de onda longa. No entanto, os esquemas de cada modelo diferem em sua representação dos fluxos radiativos. Os esquemas de radiação de ondas curtas e ondas longas em geral, devem principalmente, simular a absorção de radiação pelo vapor de água, ozônio, dióxido de carbono, nuvens e pela superfície da Terra, considerando também, a reflexão da radiação por nuvens e pela superfície terrestre. Esquemas de radiação mais modernos incluem adicionalmente, a absorção de radiação por outros tipos de gases, o espalhamento e a absorção da radiação por nuvens e aerossóis e a reemissão de radiação de onda longa pelo ozônio.

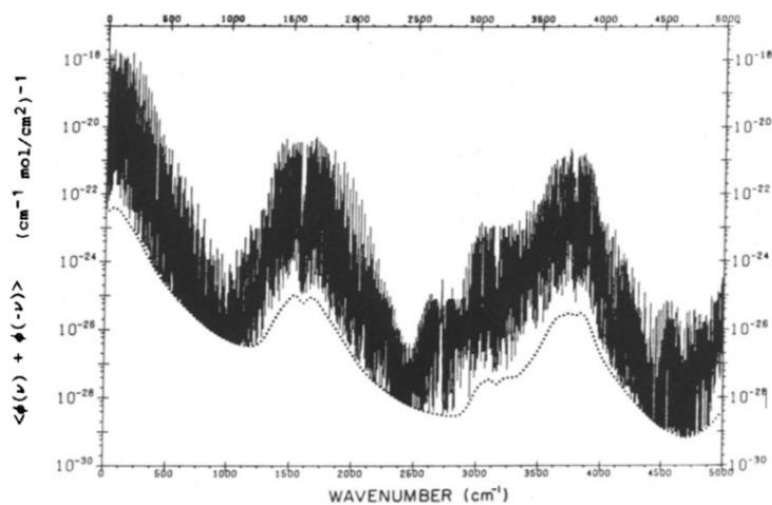
A seguir, será apresentada uma descrição do esquema de radiação que foi utilizado neste trabalho.

3.2.1.1. Esquema rápido de transferência radiativa (RRTMG)

O esquema rápido de transferência radiativa (RRTM), desenvolvido pela Atmospheric and Environmental Research (AER), tem sido utilizado em modelos de circulação geral (RRTMG) (MLAWER et. al, 2012). O modelo utiliza o método de correlação-k para transferência radiativa, permitindo cálculos de fluxos e taxas de resfriamento na região de ondas longas e cálculos de fluxos solares diretos e taxas de resfriamento na região de ondas curtas. Os resultados do método de correlação-k são validados por modelos de transferência radiativa “linha-a-linha” (LBLRTM) (CLOUGH et al., 1992; CLOUGH; IACONO, 1995) para perfis de diversos tipos de condições atmosféricas.

Segundo Brown et. al (1995), a precisão do LBLRTM, que fornece os coeficientes de absorção para a correlação-k utilizada pelo RRTM, é estabelecida pelas validações do programa de medições de radiação atmosférica (ARM). O LBLRTM é continuamente atualizado e validado a partir de medições de alta resolução espectral (MLAWER et. al., 2012).

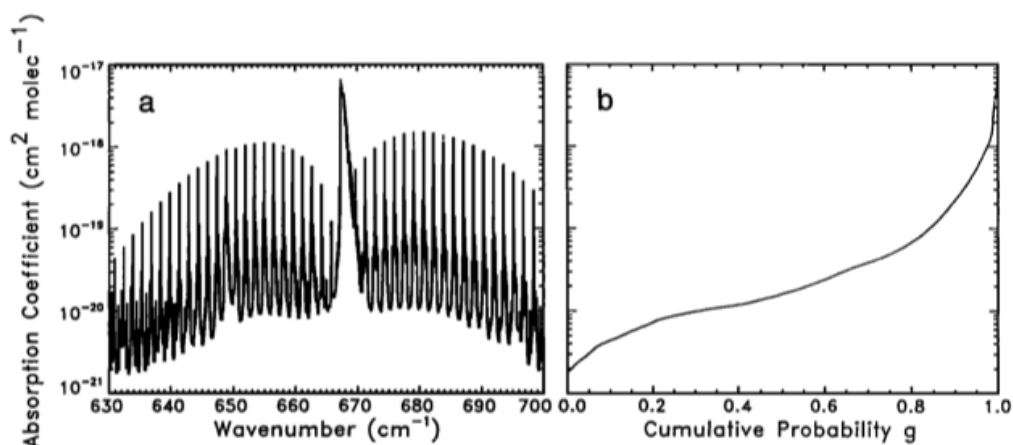
Figura 3.1 - Função de densidade da potência espectral simetrizada para o auto alargamento do vapor d'água em 26,7 mb e 296 K (curva sólida). O “continuum” é indicado pela curva pontilhada.



Fonte: Clough et al. (1989).

Os coeficientes de absorção k , utilizados pelo RRTM, incluem os efeitos do “continuum” de vapor d’água (CLOUGH et al., 1989). De acordo com Alvarado (2013), o modelo de transferência radiativa linha-a-linha da AER incorpora o modelo de “continuum” MT_CKD (MLAWER et al., 2012), que inclui o alargamento (self and foreign broadening) do “continuum” de vapor d’água, assim como o “continuum” para CO₂, O₂, N₂ e O₃ e a extinção devido ao espalhamento de Rayleigh. O “continuum” refere-se à absorção com dependência espectral lenta que, quando adicionada à absorção linha-a-linha, fornece concordância com as medições. (Figura 3.1).

Figura 3.2 - Coeficientes de absorção devido ao dióxido de carbono para o nível de 507 mbar em uma atmosfera de verão de latitudes médias para uma faixa espectral de 630-700 cm⁻¹ (a) como uma função do número de onda e (b) reordenado em ordem crescente pelo método de correlação-k.



Fonte: Mlawer et al. (1997).

Segundo Mlawer et. al (1997), o objetivo do desenvolvimento do RRTM tem sido obter precisão nos cálculos de fluxos e taxas de resfriamento consistente em comparação com os resultados obtidos pelos melhores modelos linha-a-linha, e conseqüentemente, obter uma adaptabilidade direta aos cálculos de múltiplo espalhamento em ambos os esquemas de radiação de ondas curtas (RRTMG_SW) e ondas longas (RRTMG_LW). A região de onda longa (entre 10 e 3250 cm⁻¹) é dividida em 16 bandas

espectrais, enquanto a região de ondas curtas (entre 2600 e 50000 cm⁻¹) é dividida em 14 bandas, onde uma das bandas (820-2600 cm⁻¹) é utilizada para dar continuidade espectral às bandas de onda longa. Cada banda espectral, por sua vez, é dividida em outros 16 sub-intervalos (de 0 a 1) de larguras desiguais em um espaço de distribuição de probabilidade cumulativa g .

A aproximação por correlação- k , uma das principais características do RRTMG, realiza um mapeamento dos coeficientes de absorção $k(n)$ de um espaço espectral para um espaço “ g ” em ordem linear crescente de valores, como mostra a Figura 3.2. $g(k)$ é uma fração dos coeficientes de absorção no conjunto menores do que k .

No espaço espectral os coeficientes de absorção variam irregularmente com o número de onda, não sendo adequados para a determinação de valores representativos, no entanto, no espaço “ g ” esses coeficientes são reordenados em uma sequência, em ordem crescente, de termos na integral sobre o número de ondas na equação de transferência radiativa, permitindo uma equivalência com a radiação monocromática. No RRTMG a expressão para a radiância espectral média emergente de uma camada atmosférica é dada por:

$$\bar{R}'_{\nu_1\nu_2} = \frac{1}{\nu_2 - \nu_1} \int_{\nu_1}^{\nu_2} d\nu \left(R_0(\nu) + \int_{T'_\nu}^1 [B(\nu, \theta(T'_\nu)) - R_0(\nu)] dT' \right) \quad (3.1)$$

Onde ν_1 e ν_2 são os números de onda inicial e final da banda espectral, R_0 é a radiância incidente na camada, $B(\nu, \theta)$ é a função de Planck em um número de onda ν e temperatura θ , T'_ν é a transmitância para o caminho óptico da camada e T'_ν é a transmitância de um ponto ao longo do caminho óptico da camada. Partindo do pressuposto de que a função de Planck varia linearmente ao longo do caminho de absorção na camada e que a camada é homogênea com relação à pressão, temperatura e distribuição de espécies com coeficientes de absorção característicos na camada, então se pode reescrever a Equação (3.1) como:

$$\bar{R}'_{\nu_1\nu_2} = \frac{1}{\nu_2 - \nu_1} \int_{\nu_1}^{\nu_2} d\nu \left[B_{eff}(\nu, T_\nu) + [R_0(\nu) - B_{eff}(\nu, T_\nu)] \exp \left(-k(\nu, P, \theta) \frac{\rho \Delta z}{\cos \phi} \right) \right] \quad (3.2)$$

Onde $B_{eff}(\nu, T_\nu)$ é uma função de Planck eficiente para a camada que varia com a transmitância da camada de forma a assegurar a continuidade do fluxo através dos limites da camada para condições opacas. Na Equação (3.2), a dependência da transmitância na Equação (3.1) foi reescrita em termos do coeficiente de absorção $k(\nu, P, \theta)$ para um nível de pressão P e temperatura θ , densidade de absorção na camada ρ , espessura vertical da camada Δz e ângulo da trajetória óptica ϕ . Com o mapeamento $\nu \rightarrow g$ a Equação (3.2) pode ser reescrita como:

$$\bar{R}'_{\nu_1\nu_2} = \int_0^1 dg \left[B_{eff}(g, T_g) + [R_0(g) - B_{eff}(g, T_g)] \exp \left(-k(g, P, \theta) \frac{\rho \Delta z}{\cos \phi} \right) \right] \quad (3.3)$$

Este tratamento possibilita um mapeamento do espaço espectral ν para um espaço g e a determinação de um valor característico k_j do coeficiente de absorção para cada subintervalo j , sendo utilizado também para calcular a radiância emergente para cada um desses subintervalos.

O método de correlação- k é estendido na vertical para obter a transferência radiativa para atmosferas não homogêneas dividindo-as em camadas e usando a radiância emergente em cada valor de g como uma radiância incidente para o mesmo valor g de uma camada vizinha. As radiâncias resultantes, ponderadas pelo tamanho dos sub-intervalos W_j (onde $\sum W_j = 1$), são somadas para produzir uma aproximação à Equação (3.1) expressa por:

$$\bar{R}'_{\nu_1\nu_2} \cong \sum_j W_j R'_j = \sum_j W_j \left[B_{eff,j} + (R_{0j} - B_{eff,j}) \exp \left(-k_j \frac{\rho \Delta z}{\cos \phi} \right) \right] \quad (3.4)$$

A correlação- k utilizada pelo esquema RRTMG, é essencial para fornecer um método para calcular, de forma eficiente e precisa, profundidades ópticas em bandas espectrais com mais de uma espécie com absorção significativa.

As propriedades ópticas das nuvens de água líquida no RRTMG, são calculadas para cada banda espectral da radiação de onda curta e onda longa (HU e STAMNES, 1993). A profundidade óptica, o albedo de espalhamento simples e o parâmetro de assimetria são parametrizados como uma função do raio equivalente da nuvem e do caminho de água líquida. As propriedades ópticas das nuvens de gelo são calculadas também para cada banda espectral da radiação de onda curta (FU, 1996) e radiação de onda longa (FU et al., 1998), onde assume-se que os cristais de gelo são hexagonais e aleatoriamente orientados no espaço. A profundidade óptica, o albedo de espalhamento simples e o parâmetro de assimetria são parametrizados como uma função do tamanho efetivo generalizado (não tamanho efetivo médio) dos cristais de gelo e do conteúdo de água gelada.

3.2.2. Esquema de condensados convectivos

Na natureza, a convecção cumulus atua não somente para produzir precipitação, mas também para transportar o calor para níveis atmosféricos mais altos, redistribuir a umidade e assim estabilizar a atmosfera. A ocorrência de convecção significativa em uma área suficientemente grande, pode criar jatos e vórtices em níveis médios e impulsionar circulações atmosféricas maiores, que afetam o tempo em locais mais distantes. Dessa forma, os modelos devem tentar representar esses tipos de efeitos convectivos. Dada a escala em que os processos convectivos ocorrem, os modelos numéricos representam a convecção por meio da parametrização (STERNSRUD, 2007).

Para realizar todas essas tarefas, cada esquema de parametrização deve definir os seguintes pressupostos, usando a média da informação na grade do modelo:

- O que desencadeia a convecção em uma coluna de grade;
- Como a convecção, quando presente, modifica o perfil de temperatura na coluna de grade;
- Como a convecção e as variáveis na escala da grade se afetam.

A forma como cada esquema lida com esses pressupostos pode limitar sua eficácia. Além disso, os parâmetros utilizados nas premissas são ajustados para otimizar o desempenho geral do esquema em todas as situações. Como tal, eles podem funcionar bem em situações médias, mas são inconsistentes em eventos extremos.

Os sistemas convectivos e a nebulosidade associada influenciam diretamente no balanço radiativo atmosférico regional e local, bem como afetam a dinâmica e a termodinâmica. No entanto, a maioria das parametrizações convectivas em escala de sub-grade, dos modelos regionais, em geral, não consideram a influência das nuvens cumulus na radiação atmosférica, resultando em erros sistemáticos em vários parâmetros meteorológicos (ALAPATY et al., 2012).

Nuvens em desenvolvimento vertical estão diretamente relacionadas à instabilidade atmosférica e seu desenvolvimento geralmente segue a variação diurna da radiação solar sobre o continente. Portanto, o aprimoramento da representação da interação nuvem profunda e radiação na modelagem numérica é importante em simulações regionais e climáticas.

No esquema de radiação RRTMG, os fluxos radiativos e as taxas de aquecimento/resfriamento levam em consideração os caminhos da água líquida da nuvem e do gelo da nuvem; a fração de cobertura de nuvem e o raio efetivo da água líquida e do gelo. A versão do RRTMG implementada no modelo Eta (CAMPOS et al., 2017) calcula o caminho óptico da nuvem

com base na água líquida e no gelo fornecidos pelo esquema de microfísica de Ferrier. No entanto, para se obter uma descrição mais realista dos efeitos radiativos das nuvens, é também necessária a inclusão dos caminhos de água líquida e gelo de nuvens convectivas profundas.

O esquema desenvolvido por Koh e Fonseca (2016) estima os condensados de nuvens a partir de esquemas de ajuste convectivo como o BMJ, portanto a escolha do esquema de Koh e Fonseca é adequada para a versão do modelo Eta aplicada neste trabalho. O esquema de Koh e Fonseca (doravante "KF") é um esquema diagnóstico que basicamente usa o topo e a base da nuvem convectiva e a precipitação que atinge a superfície. O esquema KF adota as seguintes premissas: a fração da nuvem convectiva, C_{CU} , no nível vertical k do modelo é parametrizada em função da precipitação gerada pelo esquema de convecção. O perfil vertical da fração da nuvem convectiva é dado por uma distribuição Poisson com maior peso no topo da distribuição (Equação 3.5).

$$C_{CU}(k) = A \frac{\nu^{j(P_k)}}{\Gamma\{1+j(P_k)\}} \quad (3.5)$$

Onde "A" é uma constante de normalização (entre 0 e 0,8), que segue a campanha no Atlântico tropical relatada por Slingo (1987). Portanto, a fração de nuvem vista do zênite é proporcional ao logaritmo da taxa de precipitação convectiva à superfície. " ν " é a média da distribuição Poisson, " Γ " é a função Gama e o índice " j " é uma função linear da pressão no nível vertical correspondente " k " do modelo.

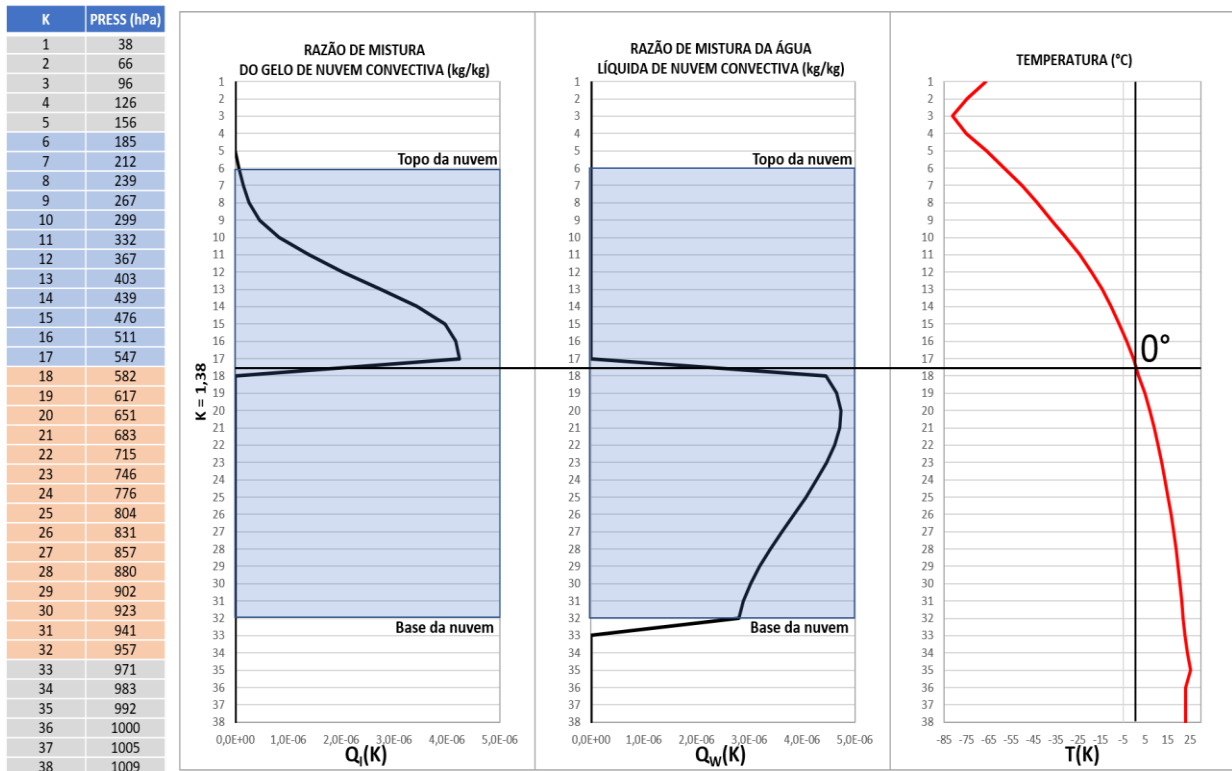
Os condensados convectivos de água líquida ou gelo " q_{WI} ", são estimados com base na condição de que a massa da nuvem convectiva por unidade de massa de vapor d'água seja constante na coluna (Equação 3.6).

$$q_{WI}(k) = q_{WI}^*(k)q_V(k)C_{CU}(k) \quad (3.6)$$

onde " $q_{WI}^*(k)$ " é a proporção da massa de água ou gelo da nuvem em relação à massa do vapor de água e " $q_V(k)$ " é a umidade específica no nível " k " do modelo. A razão de mistura resultante é então ponderada pela

taxa de ar seco. Supõe-se que em temperaturas abaixo de zero graus celsius, o condensado é considerado gelo, caso contrário, é considerado água líquida. A Figura 3.3 exemplifica o perfil vertical da razão de mistura de água líquida e gelo.

Figura 3.3 - Perfil vertical da razão de mistura de água líquida e gelo em um ponto de convecção profunda sobre a Amazônia.



As razões de mistura de água ou gelo da nuvem são estimadas no esquema de convecção e inseridas no esquema de radiação, onde são convertidas em caminho de água líquida da nuvem ou caminho do gelo da nuvem " $CP_{WI}(k)$ ", por meio da relação abaixo (Equação 3.7).

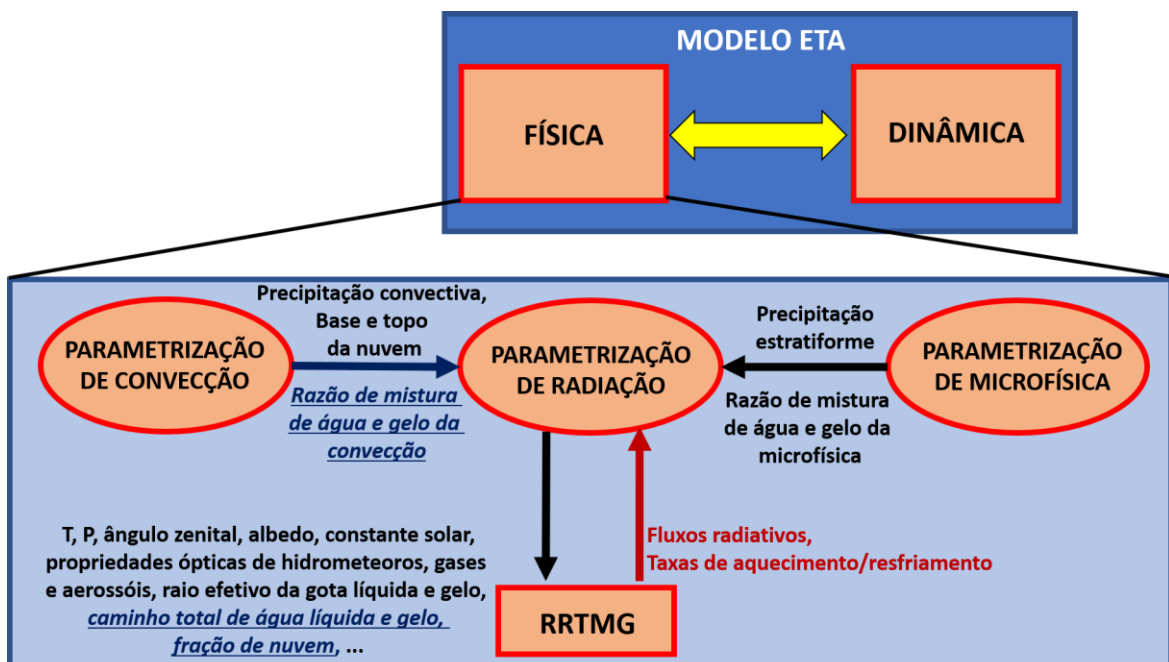
$$CP_{WI}(k) = q_{WI}(k) \left(\frac{\Delta P_k}{g} \right) \quad (3.7)$$

Os caminhos de água líquida e gelo da nuvem convectiva são adicionados às contribuições da nuvem explícita da microfísica juntamente com o raio efetivo da gota de água líquida e de gelo. O RRTMG calcula os fluxos

radiativos e as taxas de aquecimento ou resfriamento com base nos novos caminhos das nuvens e nos raios efetivos recalculados da gota de água líquida e do gelo de nuvem.

Portanto, os caminhos de água líquida e gelo de nuvem são repassados para o 'RRTMG' que, por sua vez, calcula a profundidade óptica das nuvens, além de outras propriedades ópticas como o albedo de espalhamento simples e o fator de assimetria das nuvens. Ao final, o esquema devolve ao modelo a distribuição dos fluxos radiativos e as taxas de aquecimento ou resfriamento radiativo. Conforme mostra o fluxograma da Figura 3.4.

Figura 3.4 - Fluxograma da física do modelo Eta e da inclusão do efeito da convecção profunda na radiação (em azul e sublinhado).

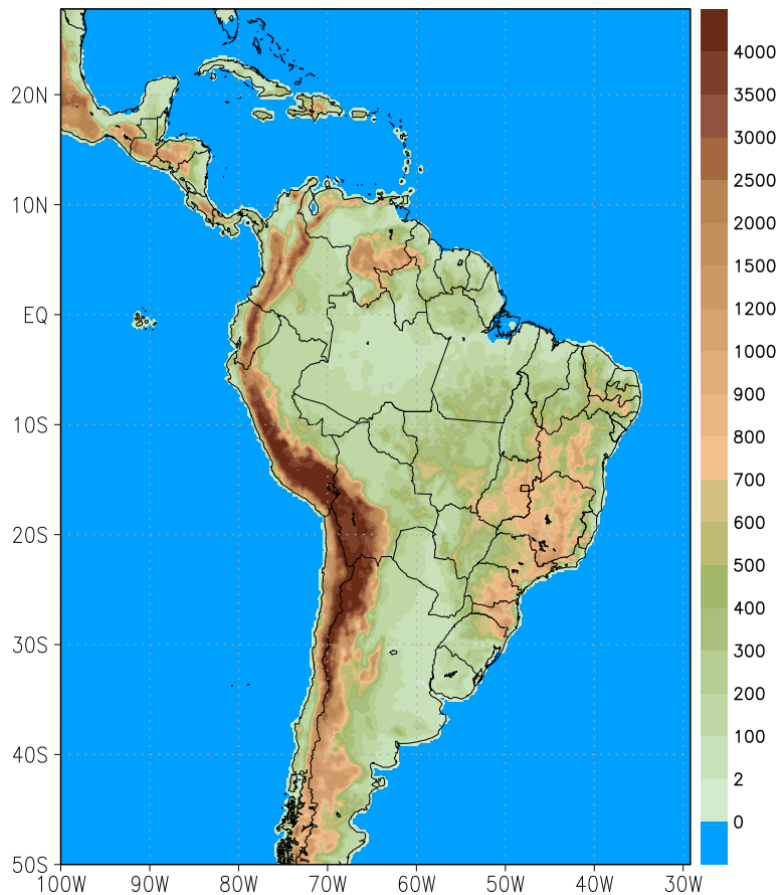


3.3. Configuração do modelo

O domínio das simulações cobrirá a América do Sul, entre 100° W e 29,2° W e 50° S e 27,8° N, para uma resolução espacial de 20 km e 38 níveis verticais, com o topo do modelo em 25 hPa. Serão executadas simulações em duas partes: simulações curtas para o mês de janeiro de 2008, com

intensa atividade convectiva e uma simulação longa do período presente para o período 1980-1989. A Figura 3.5 apresenta o domínio do estudo proposto.

Figura 3.5 - Domínio e topografia (m) do modelo Eta para os experimentos propostos.



3.4. Simulações numéricas

Simulações com o modelo Eta foram realizadas para a identificação de erros sistemáticos e tendências que serão informações úteis para a validação do modelo. Primeiramente, as condições de contorno do ERA-Interim simulam as características do escoamento atmosférico em grande escala e fornece os campos atmosféricos nas fronteiras laterais do domínio para o modelo Eta, que por sua vez representará os processos físicos e dinâmicos da atmosfera de forma mais detalhada (downscaling dinâmico)

e fornecerá os resultados para o esquema de transferência radiativa (RRTMG). O esquema de radiação simulará os fluxos radiativos de onda curta e onda longa à superfície e no topo da atmosfera, além das tendências verticais de temperatura, resultantes de uma interação da radiação solar e térmica com nuvens e gases atmosféricos.

Foram realizadas simulações regionalizadas sobre a América do Sul com o modelo Eta, utilizando condições de contorno do ERA-Interim (BERRISFORD et al, 2011). O tempo de integração do modelo Eta foi dividido em duas etapas: simulações curtas para o mês de janeiro de 2008 com saídas de hora em hora, e uma simulação longa do clima presente, abrangendo 10 anos de integração compreendidos entre os anos de 1980 a 1989, com saídas de 3 em 3 horas. O primeiro ano da simulação longa de 10 anos foi descartado das análises, pois é considerado período suficiente para que o modelo alcance o spin-up, especialmente com relação à umidade do solo.

Uma sequência de quatro simulações foi realizada para avaliar a habilidade do modelo em condições de céu encoberto, em um passo a passo de melhorias do modelo na representação da interação entre a radiação atmosférica e as nuvens. As simulações são descritas a seguir.

1. **EtaR** [versão controle com esquema de radiação RRTMG];
2. **EtaR-C** [EtaR executado com parâmetros convectivos modificados];
3. **EtaR-CM** [execução do EtaR-C com parâmetros da microfísica modificados];
4. **EtaR-CMX** [EtaR-CM executado com efeito radiativo da convecção profunda].

A simulação EtaR é idêntica à versão do Eta-RRTMG usada nas simulações em céu claro por Campos et al. (2017). Esta simulação tem como objetivo avaliar o Eta-RRTMG na presença de nuvens convectivas profundas e verificar o grau de impacto dessas nuvens convectivas profundas nos fluxos radiativos e, conseqüentemente, na temperatura e

precipitação. A simulação EtaR foi usada como uma simulação controle para comparação.

A simulação EtaR-C usou a configuração do EtaR, porém com modificações nos parâmetros da convecção. As modificações e o critério de escolha seguem em direção a se obter uma maior atividade convectiva e, conseqüentemente, o aumento da precipitação convectiva. As modificações permitem que o modelo produza mais precipitação convectiva ou torne a convecção mais ativa. Portanto, nesta simulação, os parâmetros de depressão da pressão de saturação foram aumentados na base da nuvem (ΔP_{base}), no topo (ΔP_{topo}) e no nível de congelamento (ΔP_{FL}) das nuvens convectivas. Os parâmetros modificados foram escolhidos para remover mais umidade da atmosfera (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 - Depressão da pressão de saturação (a unidade é Pascal).

Simulação	Sobre o continente			Sobre o oceano		
	ΔP_{base}	ΔP_{FL}	ΔP_{top}	ΔP_{base}	ΔP_{FL}	ΔP_{top}
EtaR	-3825	-4675	-1700	-3294	-4994	-1594
EtaR-C	-4500	-5500	-1875	-4500	-5500	-1875

A simulação EtaR-CM manteve a configuração da simulação EtaR-C, mas com modificações em dois parâmetros do esquema de microfísica (Tabela 3.2): a umidade relativa crítica (RH_C) e a velocidade terminal do gelo na nuvem (V_{iT}). A umidade relativa crítica RH_C é o limite para iniciar a condensação, portanto, quanto menor o valor, mais facilmente o vapor de água é convertido em gotículas de nuvem. O parâmetro V_{iT} varia de acordo com o tamanho da nuvem de gelo, portanto, quanto menor o valor, maior será a suspensão do gelo na atmosfera. A modificação aumenta o caminho do gelo da nuvem e aumenta o impacto sobre os fluxos radiativos.

Tabela 3.2 - Parâmetros do esquema de microfísica da nuvem.

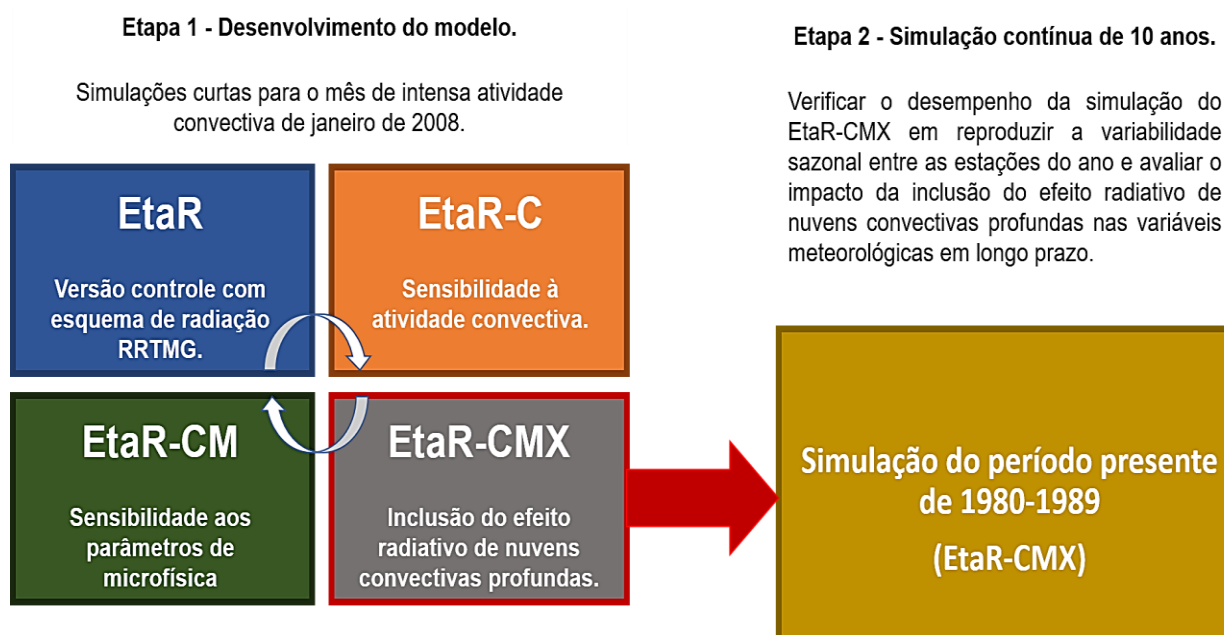
Simulação	RH_C [terra] (%)	RH_C [mar] (%)	V_{Ti} (m/s)
EtaR e EtaR-C	0,97	0,97	$V_{Ti} \times 0,90$
EtaR-CM e EtaR-CMX	0,88	0,93	$V_{Ti} \times 0,60$

A última simulação, EtaR-CMX, usou todas as modificações anteriores e incluiu o uso do esquema “KF” conforme descrito na Seção 3.2.2. O esquema estima os condensados de nuvens convectivas profundas e permite a interação com a radiação atmosférica.

Ressalta-se que um trabalho árduo foi realizado em todas as simulações, e diversos experimentos, com modificações nos parâmetros apresentados, foram executados antes de se obter a versão mais equilibrada, intitulada EtaR-CMX. Portanto, os valores apresentados nas Tabelas 3.1 e 3.2 são resultado do processo de desenvolvimento da Etapa 1 (Figura 3.5).

Com a nova versão EtaR-CMX já validada, será realizada uma simulação longa do clima presente, cobrindo o período de 10 anos entre 1980 até 1989. Os resultados da simulação da nova versão, serão comparados com dados observacionais. Desta forma, pretende-se avaliar a inclusão do efeito das nuvens convectivas profundas no esquema de radiação ‘RRTMG’ em integrações numéricas longas. Um esquema ilustrativo das etapas é apresentado na Figura 3.6.

Figura 3.6 - Esquema ilustrativo das etapas do trabalho.



3.5. Avaliação objetiva dos experimentos

Para este trabalho, foram utilizadas avaliações objetivas e subjetivas visando identificar erros sistemáticos e tendências que serão informações úteis para o estudo realizado. As avaliações subjetivas foram realizadas através dos campos médios espaciais do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, saldo de radiação à superfície, caminhos de água líquida e gelo de nuvem, cobertura de nuvem e precipitação total. As avaliações subjetivas utilizaram dados observados e dados de reanálise para comparação com as simulações dos experimentos.

Avaliações objetivas foram realizadas através de índices estatísticos, como o 'BIAS', o 'Mean Absolute Error' (MAE), o 'Root Mean Squared Error' (RMSE), o coeficiente de correlação espacial (SCORR) e o coeficiente de correlação temporal (TCORR).

Os valores de 'RMSE' apresentam a magnitude da diferença entre as simulações e os dados observados. Valores de 'RMSE' próximos a zero representam pouco erro na comparação entre os valores simulados e

observados (Equação 3.8), enquanto o 'Bias' (BIAS) calcula a média das diferenças aritméticas entre os dados de simulação e observação (Equação 3.9). O 'MAE' é o valor absoluto do 'BIAS'.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - A_i)^2} \quad (3.8)$$

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - A_i) \quad (3.9)$$

O coeficiente de correlação espacial (SCORR) mede o grau de correlação espacial entre a simulação numérica (x_i, y_i) e os dados observados (\bar{x}, \bar{y}), (Equação 3.10), onde N é o número de pontos avaliados e os termos entre parênteses se referem ao quadrado da diferença entre um valor arbitrário da variável e a média desse valor. O coeficiente assume valores entre -1 e 1 onde, valores próximos de 1 indicam uma boa correlação entre as variáveis, valores negativos indicam que, se uma variável aumenta a outra sempre diminui, e valores próximos a zero indicam que essas variáveis não apresentam dependência linear entre si.

$$SCORR = \frac{COV(x, y)}{S_x S_y} = \frac{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N [(x_i - \bar{x})^2]} \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N [(y_i - \bar{y})^2]}} \quad (3.10)$$

A correlação temporal (TCORR) produz uma matriz espacial dos coeficientes de correlação temporal. Portanto, a série temporal da primeira amostragem (simulação numérica) foi correlacionada com a série temporal em cada ponto de grade da segunda amostragem (dados observados). O resultado é uma matriz dos coeficientes de correlação que combina as dimensões "x" e "y" da amostragem dos dados observados. Se em ambas as amostragens a variação for somente temporal, então o valor de saída apresentará um único valor.

4 RESULTADOS

Os resultados apresentados a seguir têm como objetivo validar as simulações propostas a fim de obter uma melhor concordância em relação aos dados observados e apresentar o impacto causado pelo uso do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas no modelo Eta. Os resultados foram divididos em duas subseções. Primeiramente será apresentada uma avaliação dos campos espaciais, ciclo diurno e erros estatísticos das quatro simulações curtas para o mês de janeiro de 2008 dos quatro experimentos propostos. A Seção 4.2 apresentará uma avaliação da simulação do experimento EtaR-CMX para o clima presente compreendido entre 1980 e 1989.

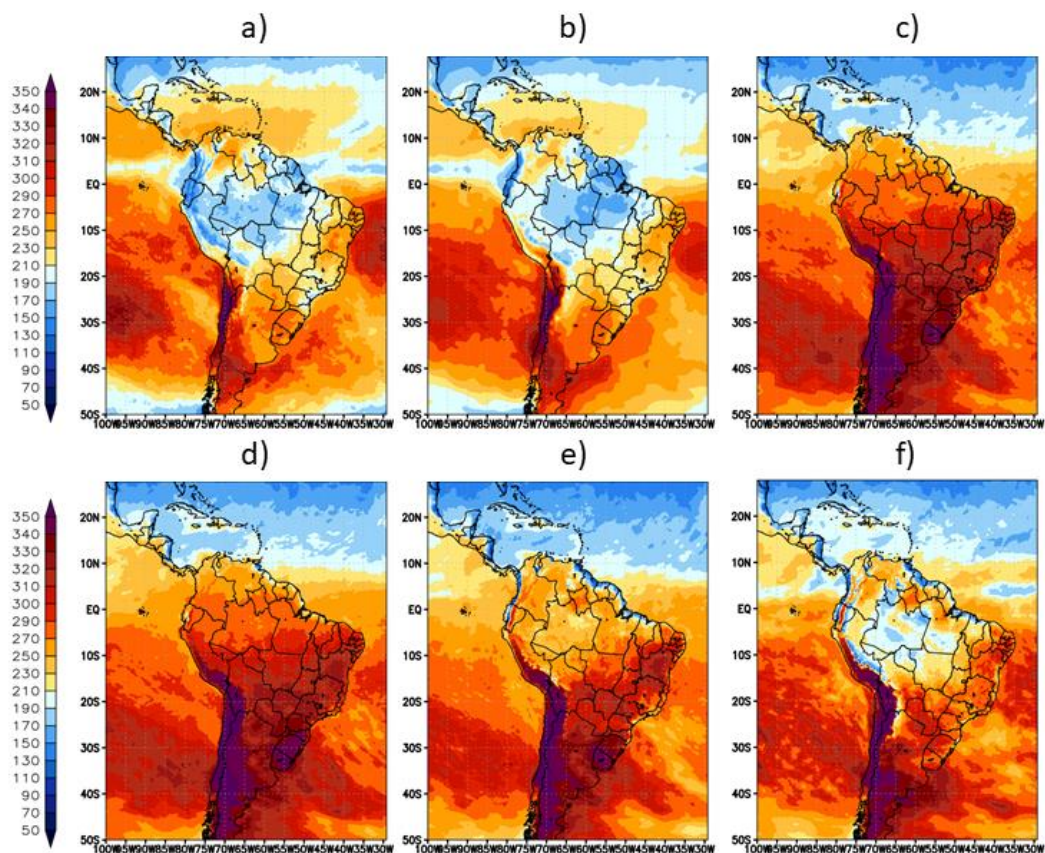
4.1. Inclusão do efeito radiativo de nuvem convectiva

Nesta Seção serão apresentados os resultados obtidos na primeira etapa deste trabalho. Os experimentos propostos foram comparados com dados de observação e reanálise, com o objetivo de identificar a versão mais equilibrada em relação às modificações nos parâmetros de convecção e microfísica e a inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas.

4.1.1. Fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície

A Figura 4.1 mostra o fluxo médio de radiação de onda curta incidente à superfície das quatro simulações em comparação com os dados de satélite do CMSAF e com os dados de reanálise ERA5. Os dados observados mostram valores mínimos de fluxo radiativo em regiões com intensa atividade convectiva, na região amazônica sobre o continente e na ZCIT sobre o oceano. Os valores máximos estão principalmente na região dos Andes e nas regiões oceânicas de alta pressão.

Figura 4.1 - Fluxo médio de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m^2) do a) CMSAF, b) ERA5, c) EtaR, d) EtaR-C, e) EtaR-CM e f) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.



A simulação EtaR superestima o fluxo de onda curta incidente à superfície em comparação com os dados observados sobre o continente, o que indica pouco efeito de nuvens convectivas profundas no fluxo radiativo. A simulação EtaR-C, onde os parâmetros convectivos foram modificados para aumentar a convecção na simulação EtaR, não mostra uma melhoria clara ou quaisquer mudanças significativas nesta componente de fluxo de radiação.

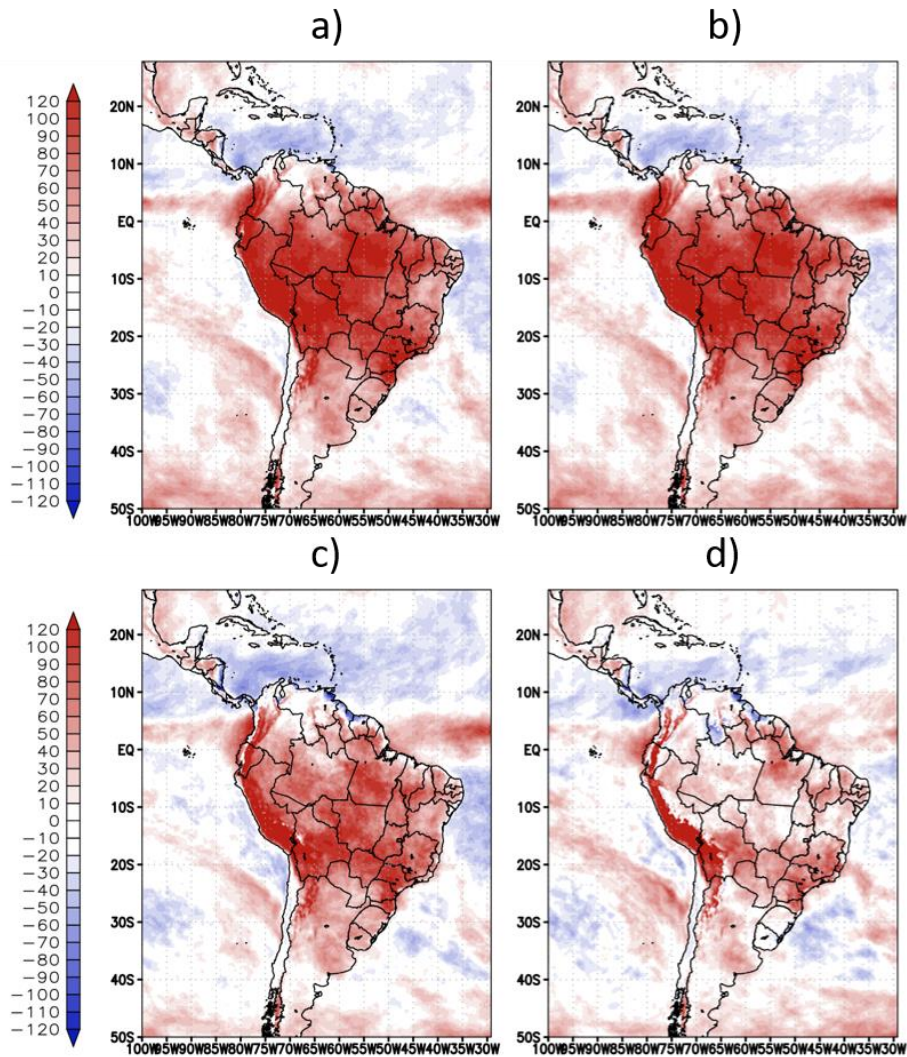
As modificações realizadas nos parâmetros da microfísica na simulação EtaR-CM proporcionaram alguma melhoria no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (Figura 4.1 e)). Isso mostra que o RRTMG responde mais claramente às mudanças nas nuvens do esquema de microfísica. No entanto, ao longo do continente, ainda há uma superestimativa do fluxo em comparação com os dados observados, o que

indica um déficit de condensados de gelo e água da nuvem para o bloqueio da radiação de onda curta incidente. A inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas na simulação EtaR-CMX (Figura 4.1 f)) mostra uma melhora significativa no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície e valores mais próximos dos dados observados.

A média mensal do Bias de radiação de onda curta incidente à superfície (Figura 4.2) mostra o fluxo excessivo de radiação de onda curta apresentado pela simulação EtaR em comparação com os dados CMSAF. Os parâmetros convectivos modificados na simulação EtaR-C, para gerar mais atividade convectiva, aumentaram o bias no fluxo de radiação de ondas curtas incidente à superfície e, conseqüentemente, não houve melhora em relação à observação do CMSAF, o que revela a falta de interação do esquema de radiação do modelo Eta com as nuvens convectivas profundas, e a conseqüente superestimativa do fluxo à superfície nas simulações sem o efeito de nuvens cumulus profundas na radiação atmosférica (Figuras 4.2 a) e b)).

Na simulação EtaR-CM (Figura 4.2 c)), as modificações nos parâmetros da microfísica reduziram o viés do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície e mostra uma sensibilidade maior da radiação à ajustes na umidade relativa crítica e na velocidade terminal do gelo. Entretanto, a combinação das modificações nos parâmetros de convecção e da microfísica ainda apresentaram um viés positivo relevante em relação ao dado do CMSAF. Por outro lado, a inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas, na simulação EtaR-CMX, atenua a transmissividade da radiação solar incidente através das nuvens e reduz significativamente o viés em comparação com os dados observados, como mostra a Figura 4.2 d).

Figura 4.2 - Biais da radiação de onda curta incidente à superfície (W/m^2) do a) EtaR, b) EtaR-C, c) EtaR-CM, ed) EtaR-CMX, em comparação com os dados do CMSAF. Média para o mês de janeiro de 2008.



4.1.2. Saldo de radiação à superfície

A Figura 4.3 mostra o saldo de radiação à superfície das quatro simulações em comparação com os dados ERA5. O saldo de radiação à superfície (R_n) pode ser expresso em termos de seus componentes como mostra a Equação 4.1.

$$R_n = (R_C^\downarrow - R_C^\uparrow) + (R_L^\downarrow - R_L^\uparrow) \quad (4.1)$$

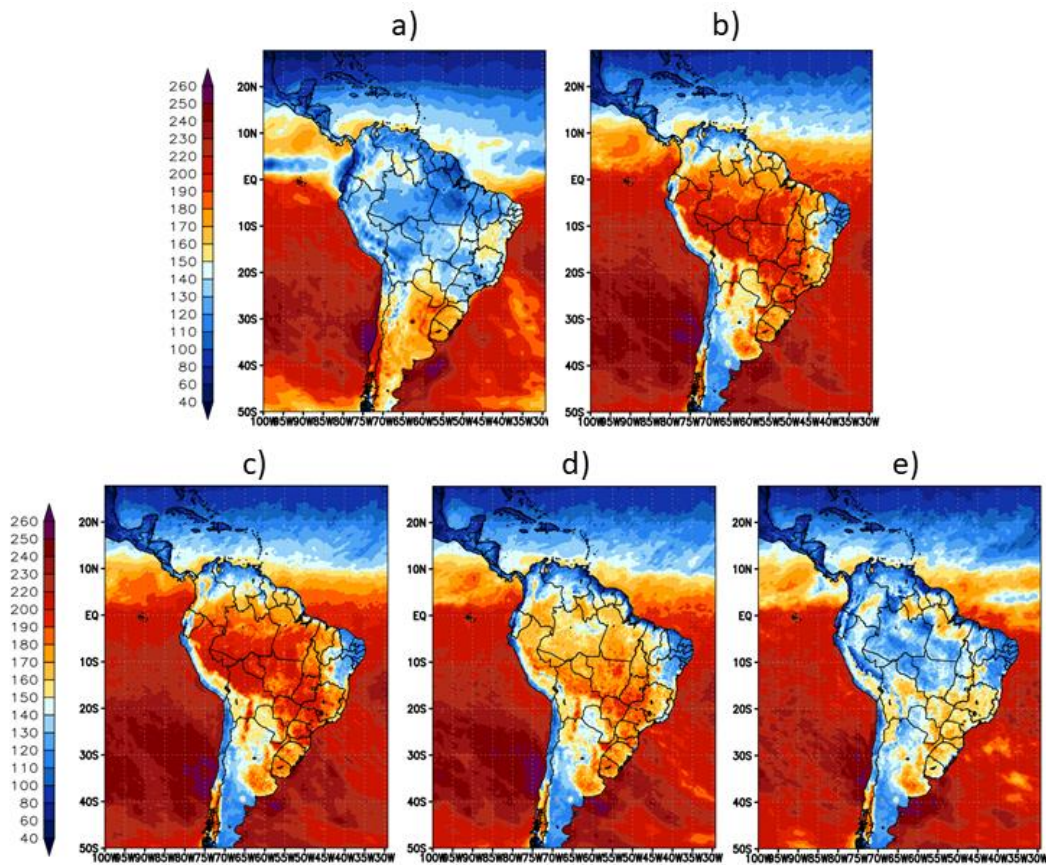
Onde R_C^\downarrow e R_C^\uparrow são as componentes do fluxo de radiação de onda curta incidente e emergente à superfície (W/m^2), respectivamente, enquanto R_L^\downarrow e R_L^\uparrow são as componentes do fluxo de radiação de onda longa incidente e emergente à superfície (W/m^2), respectivamente.

As simulações do EtaR e EtaR-C mostram pouca interação dos fluxos radiativos com as nuvens sobre o continente e sobre a ZCIT (Figuras 4.3 b) e c)), o que levou a uma maior energia radiativa à superfície em comparação com os dados ERA5.

Na simulação EtaR-CM (Figura 4.3 d)), uma subestimativa do saldo de radiação à superfície é observada na maior parte da Argentina, nordeste brasileiro, e uma superestimativa sobre a ZCIT em comparação com a reanálise. Apesar dos erros sistemáticos sobre o continente e sobre a ZCIT, as modificações nos parâmetros da microfísica, na simulação EtaR-CM, aumentaram os caminhos da água líquida da nuvem e do gelo da nuvem e, como consequência, reduziram o saldo de radiação à superfície sobre o continente, em comparação com o resultado dos experimentos EtaR e EtaR-C.

Em comparação com os dados do ERA5, a simulação EtaR-CMX (Figura 4.3 e)) mostra uma diminuição significativa no saldo de radiação à superfície sobre o continente, o que indica menos energia disponível à superfície devido à inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação. Uma melhora importante no saldo de radiação à superfície pode ser observada na Amazônia, no Sudeste do Brasil, região dos Andes peruanos e na ZCIT, em comparação com a reanálise.

Figura 4.3 - Saldo de radiação à superfície (W/m^2) do a) ERA5, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.



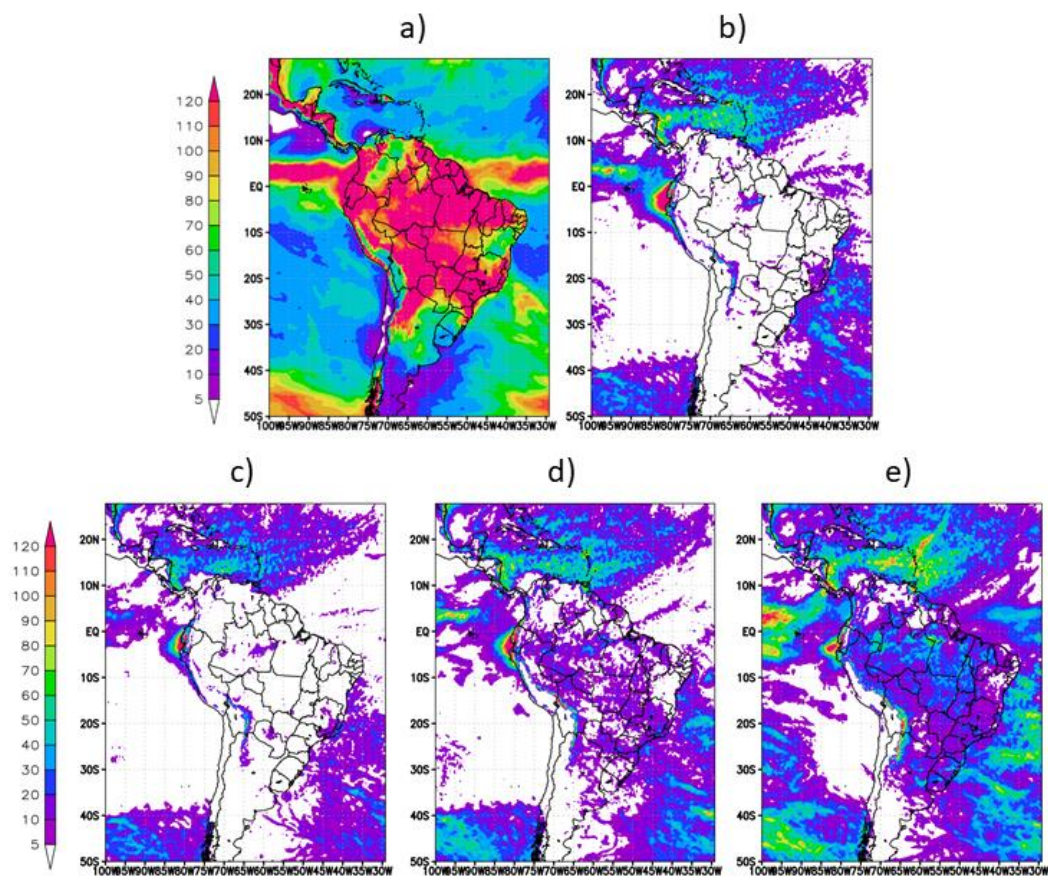
Os impactos da inclusão de nuvens convectivas profundas no saldo de radiação à superfície são semelhantes aos impactos no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, que é a redução dos vieses positivos em regiões com alta nebulosidade média mensal, como a região amazônica e a ZCIT. O saldo de radiação é um componente fundamental no balanço de energia à superfície e está fortemente relacionado à temperatura superficial. Mais trabalho é necessário para resolver erros sistemáticos de energia à superfície, principalmente sobre o continente.

4.1.3. Caminhos de água líquida e gelo

Os caminhos de água líquida e gelo de nuvem (g/m^2) são variáveis importantes para a transferência radiativa e são basicamente definidos

como a integral do conteúdo da água e do gelo da nuvem na coluna atmosférica. A Figura 4.4 mostra o caminho de água líquida da nuvem integrado verticalmente e a Figura 4.5 o caminho de gelo da nuvem integrado verticalmente. Essas duas variáveis afetam diretamente a radiação solar incidente e, conseqüentemente, afetam o perfil termodinâmico e o balanço de energia à superfície.

Figura 4.4 - Caminho de água líquida da nuvem integrado verticalmente (g/m^2) do a) ERA5, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.

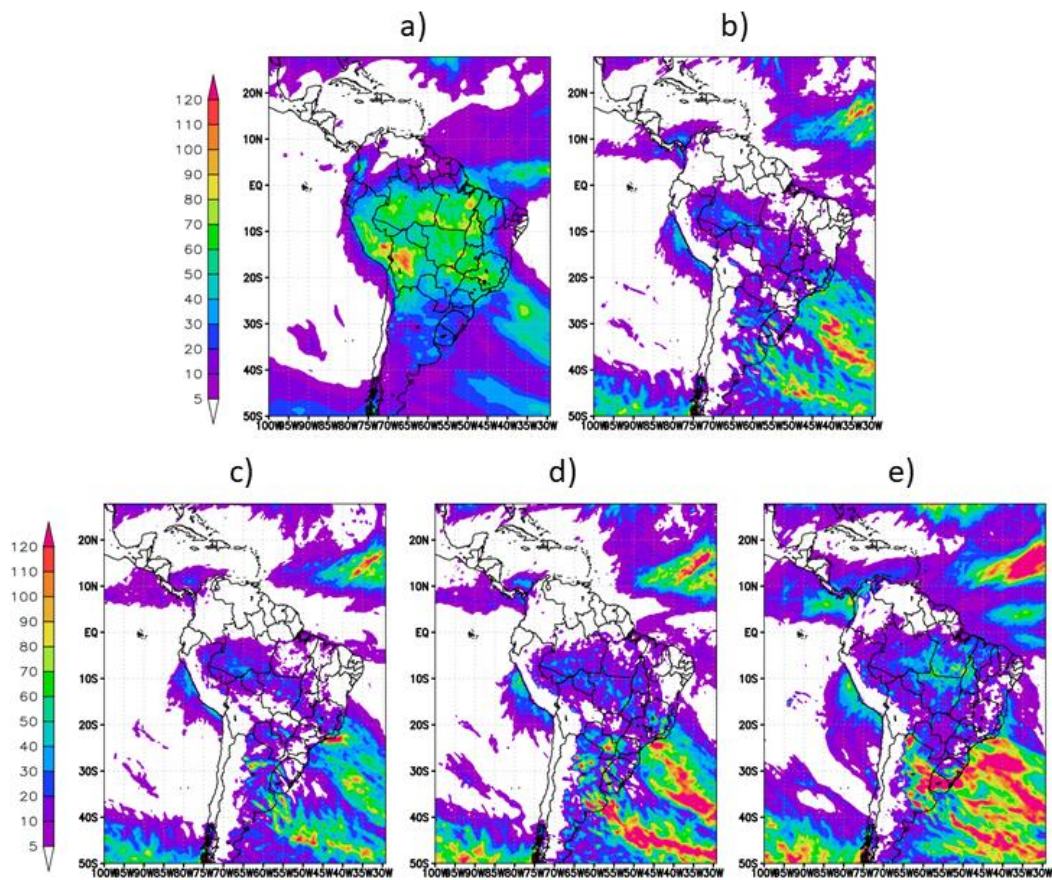


O caminho de água líquida nas simulações do EtaR e EtaR-C em relação aos dados de reanálise ERA5, mostra uma forte subestimativa do conteúdo de água líquida da nuvem sobre o continente (Figuras 4.4 b) e c)) e, como consequência, permite a alta incidência de fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, como mostrado na Figura 4.1. Na simulação EtaR-

CM (Figura 4.4 d)), o aumento significativo no caminho da água líquida da nuvem sobre o continente é principalmente devido à modificação de redução no parâmetro de umidade relativa crítica " RH_c " sobre o continente, o que levou a uma redução na quantidade de vapor d'água em suspensão na atmosfera e mais formação de gotículas de líquido.

Com a contribuição do conteúdo de água líquida de nuvens convectivas profundas na simulação EtaR-CMX, o caminho da água líquida da nuvem é intensificado e o impacto na radiação solar é amplificado, como pode ser visto na Figura 4.1 f). O resultado da simulação EtaR-CMX mostra um resultado melhor no caminho da água líquida da nuvem em comparação com a reanálise.

Figura 4.5 - Caminho de gelo de nuvem integrado verticalmente (g/m^2) do a) ERA5, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.



No caminho do gelo de nuvem, as simulações de EtaR e EtaR-C mostram um caminho de gelo de nuvem reduzido, principalmente sobre uma grande parte do continente, o que indica pouca presença de condensado necessário para a formação de caminho de gelo na atmosfera. Sobre o oceano, as simulações mostram um aumento do caminho do gelo de nuvem em comparação com os dados ERA5.

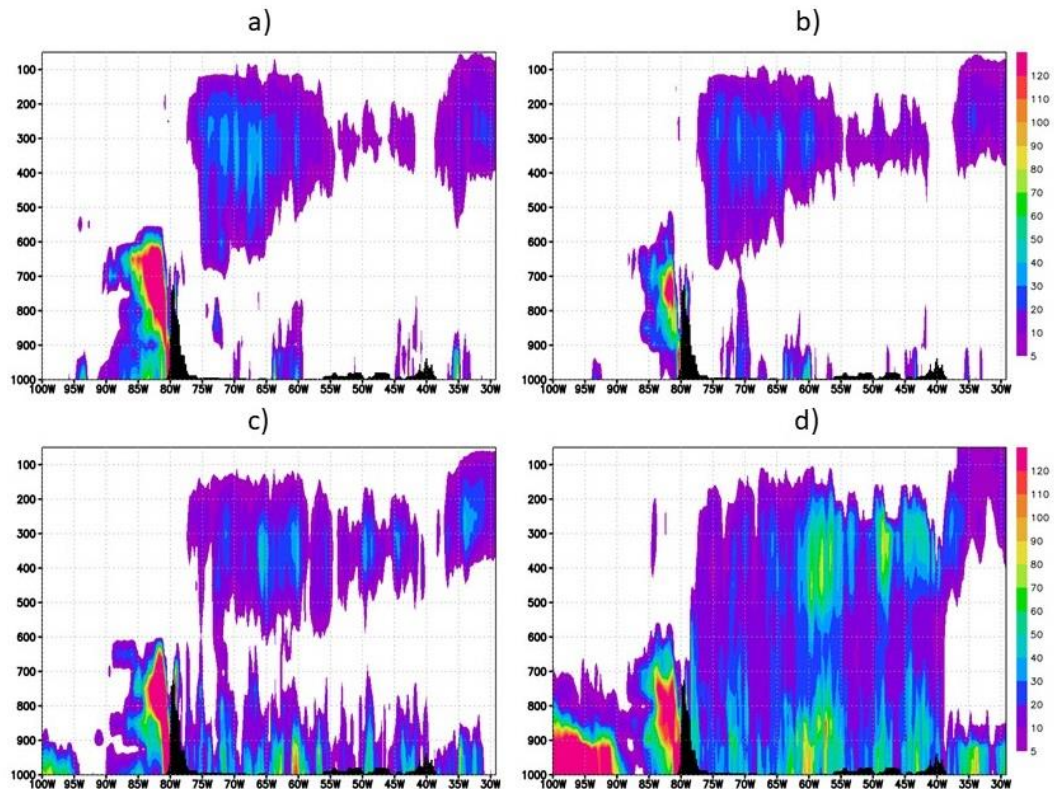
As modificações nos parâmetros do esquema de microfísica na simulação EtaR-CM, mostram um aumento no caminho do gelo de nuvem sobre o oceano, devido principalmente à modificação de redução em 40% no parâmetro de velocidade terminal do gelo " V_{iT} " e melhorou o caminho de gelo sobre o continente, porém mostrou um aumento na nuvem caminho do gelo sobre o oceano em comparação com a reanálise (Figura 4.5 d)).

A simulação EtaR-CMX (Fig. 4.5 e)) mostra um padrão muito melhor do caminho do gelo da nuvem sobre a terra em comparação com as simulações anteriores. A contribuição da razão de mistura de gelo de nuvens convectivas profundas aumenta o caminho do gelo de nuvem, consequentemente aumentando o impacto na radiação atmosférica.

4.1.4. Perfil vertical dos caminhos de água líquida e gelo

A Figura 4.6 mostra a média mensal do perfil vertical dos caminhos de água líquida e gelo de nuvem para os quatro experimentos propostos, na latitude de 5 graus Sul. O perfil do caminho de água líquida e gelo apresentado pela simulação controle do EtaR mostra um caminho de água líquida bem reduzido sobre o continente, em contraponto ao caminho de gelo, com uma maior presença em altos níveis (Figura 4.6 a)). O resultado é uma nuvem com pouca espessura óptica e consequente alta transmissividade do fluxo de radiação de onda curta sobre a superfície do continente. Sobre o oceano se observa que diferentemente do continente, o caminho de água líquida de nuvem é bem maior do que o caminho de gelo de nuvem, o que indica uma característica oceânica da presença maior de nuvens mais baixas do tipo stratocumulus.

Figura 4.6 - Perfil vertical dos caminhos de água líquida e gelo de nuvem (g/m^2) do a) EtaR, b) EtaR-C, c) EtaR-CM e d) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008 (5°S).



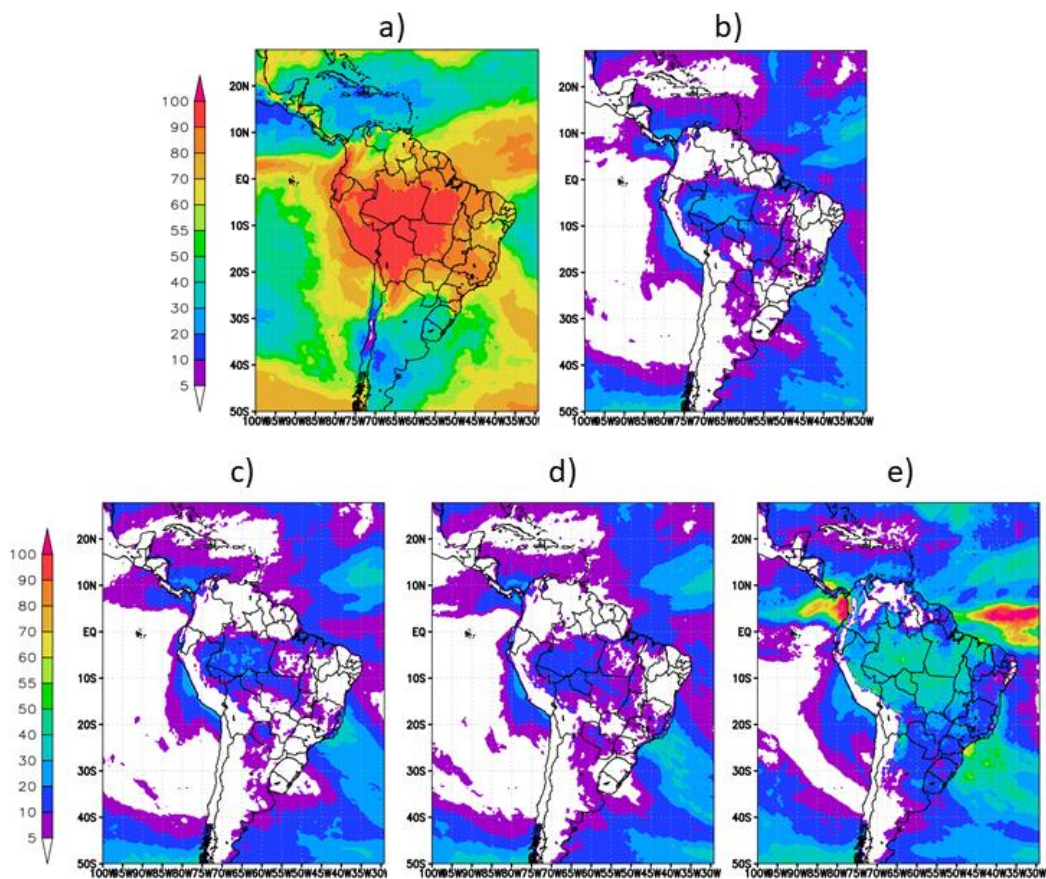
As modificações efetuadas nos parâmetros de convecção da simulação EtaR-C reduziram o caminho de água líquida e gelo de nuvem em geral, com um impacto maior sobre o oceano. Na simulação EtaR-CM, as modificações nos parâmetros de microfísica foram eficientes em aumentar a nuvem em geral, principalmente o caminho de água líquida sobre o continente. O resultado é um maior impacto no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, como mostra a Figura 4.1 e).

Na simulação EtaR-CMX, a inclusão do conteúdo de água líquida e gelo de nuvens convectivas profundas na radiação, gera um aumento da nuvem em geral, e conseqüentemente, causa um aumento do impacto na radiação solar (Figura 4.1 f)).

4.1.5. Cobertura de nuvens

A cobertura de nuvens do modelo depende dos caminhos da água líquida da nuvem e do gelo de nuvem na caixa de grade do modelo. A simulação EtaR (Figura 4.7 b)) mostra cobertura de nuvens reduzida em comparação com o ERA5, devido à redução dos caminhos de água líquida e do gelo de nuvem apresentados anteriormente na Seção 4.3.

Figura 4.7 - Cobertura de nuvem (%) do a) ERA5, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.



Na simulação EtaR-C, as modificações nos parâmetros do esquema de convecção, reduziram a cobertura de nuvens sobre o continente em comparação com a reanálise e com a simulação EtaR. Sobre o oceano, a simulação EtaR-C não mostrou diferenças em relação à cobertura de nuvens da simulação EtaR.

Na simulação EtaR-CM (Figura 4.7 d)), as modificações nos parâmetros do esquema de microfísica, além das modificações nos parâmetros de convecção, aumentaram a cobertura de nuvens sobre o oceano conforme o aumento da quantidade de água líquida e gelo da nuvem. No entanto, sobre o continente, as modificações na simulação EtaR-CM reduziram a cobertura de nuvens em comparação com as execuções anteriores e os dados do ERA5.

A simulação EtaR-CMX (Figura 4.7 e)) mostra que a contribuição do conteúdo de água líquida e gelo de nuvem estimados a partir do esquema de convecção, aumenta a cobertura de nuvens e aumenta o impacto na radiação atmosférica. A simulação EtaR-CMX mostra uma grande área de cobertura de nuvens em comparação com as simulações anteriores. Em comparação com os dados do ERA5, a simulação EtaR-CMX concorda especialmente em regiões de intensa atividade convectiva típica de verão. Apesar dos melhores resultados apresentados pela simulação EtaR-CMX, mais ajustes são necessários para aumentar a quantidade de cobertura de nuvens em comparação com a reanálise. Os resultados mostram a importância da inclusão dos condensados de água líquida e gelo de nuvens convectivas profundas, a fim de melhorar a cobertura de nuvens e, conseqüentemente, reduzir a transmissividade do fluxo de radiação de onda curta incidente em comparação com a reanálise.

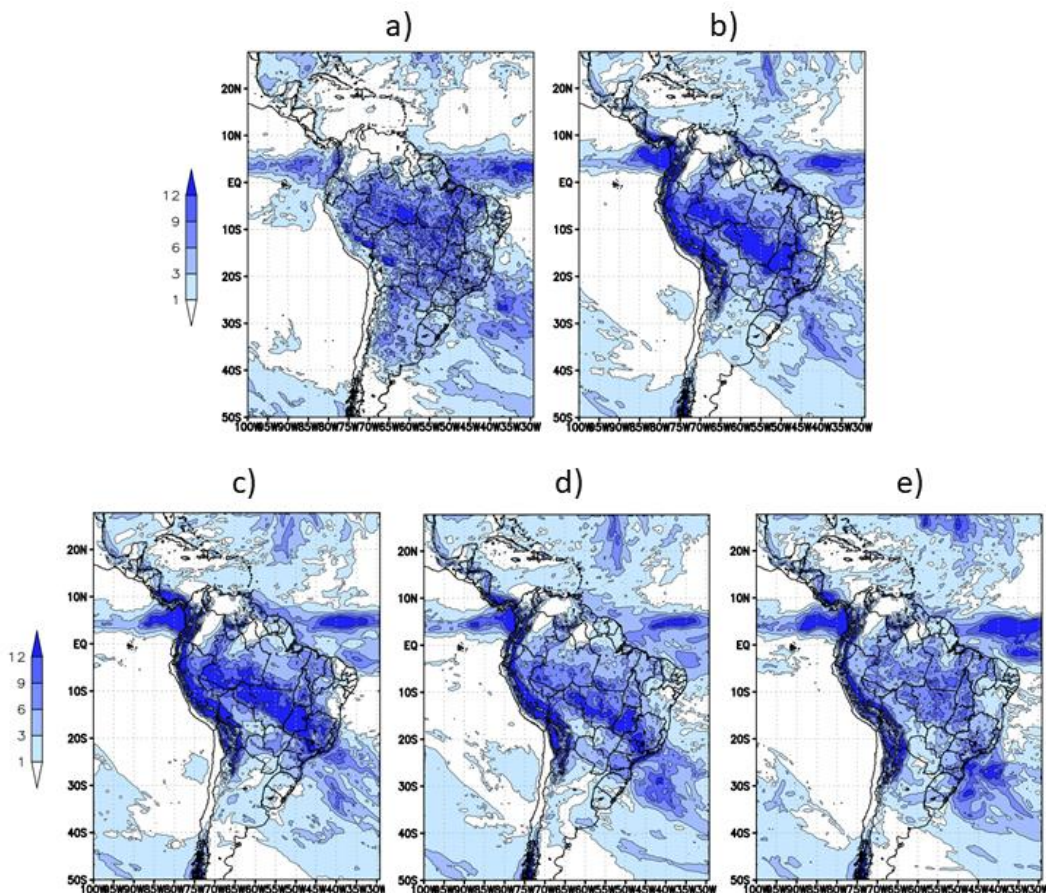
4.1.6. Precipitação total

Na precipitação total, as simulações são comparadas com os dados do CMORPH. Sobre o continente, o padrão de precipitação total na simulação EtaR (Figura 4.8 b)) mostra precipitação excessiva na região central do continente em comparação com os dados observados, justificada pela remoção excessiva de umidade na forma de precipitação convectiva, que tem relação com os valores dos parâmetros de convecção e microfísica utilizados nesta simulação controle. Outra contribuição para o excesso de precipitação sobre o continente se deve ao alto saldo de radiação à superfície (Figura 4.3 b)) que aumenta a temperatura superficial e,

consequentemente, os fluxos de calor à superfície, o que provoca um aumento na energia disponível para a instabilidade convectiva.

Na simulação EtaR-C, as modificações feitas nos parâmetros de convecção para aumentar a formação de gota líquida e gelo, não reduziram a precipitação convectiva apresentada pela simulação EtaR (Figura 4.8 c)). As modificações feitas nos parâmetros de microfísica na simulação EtaR-CM, aumentaram a formação de nuvens, mas reduziram a precipitação total (Figura 4.8 d)). O resultado é um maior impacto no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, o que causa uma redução na energia de superfície disponível para instabilidade convectiva e, portanto, reduzindo a precipitação convectiva sobre o continente.

Figura 4.8 - Precipitação total (mm/dia) do a) CMORPH, b) EtaR, c) EtaR-C, d) EtaR-CM e e) EtaR-CMX. Média para o mês de janeiro de 2008.



Na simulação EtaR-CMX (Figura 4.8 e)), a inclusão do efeito das nuvens convectivas profundas nos processos radiativos do modelo, diminuiu a energia disponível à superfície para instabilidade convectiva e reduziu a precipitação total sobre o continente. A melhoria na cobertura de nuvens, devido à contribuição dos caminhos de água líquida e gelo de nuvens convectivas profundas, impacta diretamente o fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície e reduz a temperatura superficial necessária para gerar mais instabilidade convectiva. A simulação EtaR-CMX mostra a necessidade de ajustes finos dos parâmetros convectivos e microfísicos combinados com a inclusão do efeito das nuvens convectivas profundas na radiação, para uma melhor representação do padrão de precipitação sobre o continente. Uma sugestão para trabalhos futuros é a elevação do topo do modelo e o aumento da frequência de chamada da radiação, para capturar a variação diária do efeito radiação-convecção profunda em escalas regionais.

Sobre o oceano, todas as simulações mostram um padrão semelhante de precipitação total. A temperatura da superfície do mar no modelo é prescrita, portanto, as condições do oceano não respondem às variações na atmosfera.

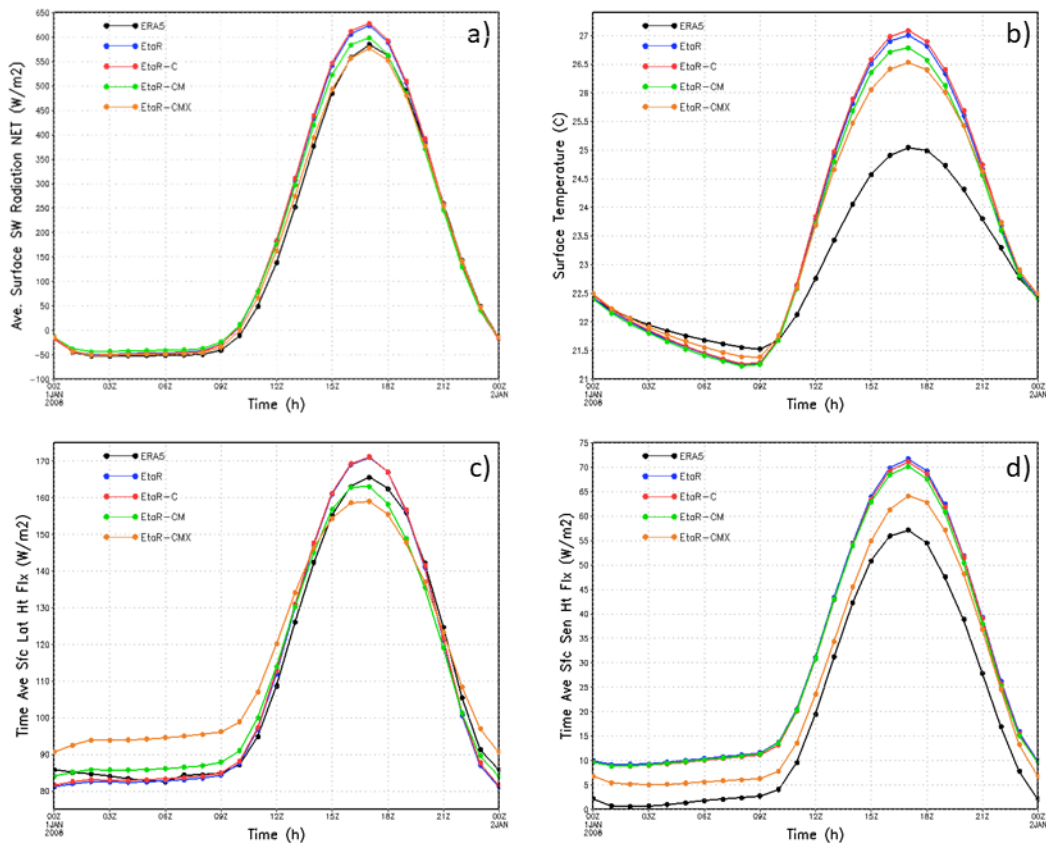
4.1.7. Ciclo diurno

A Figura 4.9 mostra o ciclo diurno médio horário do saldo de radiação à superfície, temperatura superficial e fluxos de calor latente e sensível à superfície em todo o domínio. Os ciclos diurnos são comparados com a reanálise ERA5. Em geral, os resultados mostram uma boa concordância no padrão de ciclo diurno das simulações e uma melhor acurácia da simulação EtaR-CMX em comparação com a reanálise. O ciclo diurno do saldo de radiação à superfície (Figura 4.9 a)) apresentado pela simulação EtaR-CMX, mostra valores mais próximos dos dados de reanálise e melhora o ciclo diurno de temperatura superficial, principalmente no horário da máxima temperatura diurna (Figura 4.9 b)). A temperatura superficial é o resultado do saldo de radiação à superfície, e a simulação EtaR-CMX

mostra valores mais próximos da reanálise em todos os momentos do ciclo diurno.

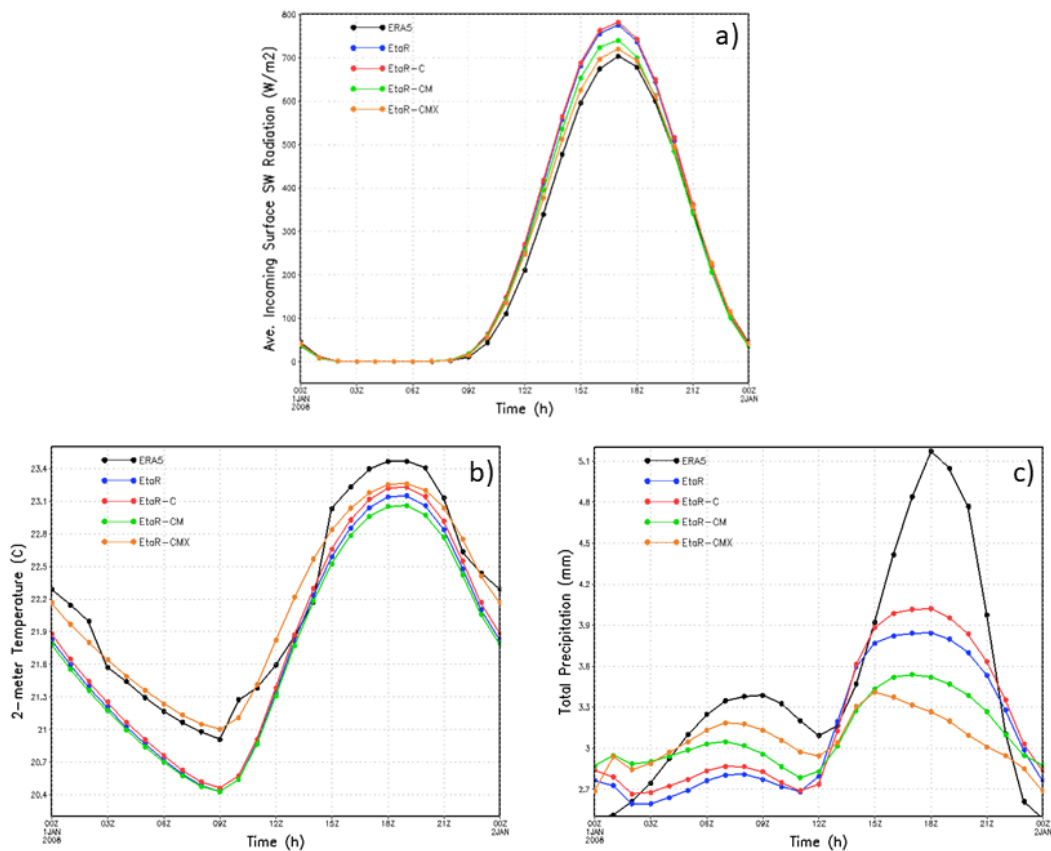
Na Figura 4.9 c) o fluxo de calor latente à superfície apresentado pela simulação EtaR-CMX apresenta valores maiores nos horários sem a presença de radiação solar e valores menores durante o dia em comparação com a reanálise. O aumento do fluxo de calor latente noturno, apresentado pela simulação EtaR-CMX, deve-se ao aumento da temperatura superficial nos mesmos horários. No ciclo diurno do fluxo de calor sensível (Figura 4.9 d)), a simulação EtaR-CMX mostrou uma diminuição significativa do fluxo em comparação com as outras simulações e obteve melhor concordância com os dados do ERA5.

Figura 4.9 - Ciclo diurno do a) saldo de radiação à superfície (W/m^2), b) temperatura superficial ($^{\circ}C$), c) fluxo de calor latente à superfície (W/m^2) e d) fluxo de calor sensível à superfície (W/m^2) das simulações em comparação com dados do ERA5. Média horária de janeiro de 2008 em todo o domínio.



A Figura 4.10 mostra o ciclo diurno médio horário do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, temperatura a 2 metros e precipitação total em comparação com os dados do ERA5 em todo o domínio. A inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação na simulação EtaR-CMX impacta diretamente na redução do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (Figura 4.10 a)) e mostra melhor correlação com a reanálise em comparação com as simulações anteriores. No ciclo diurno de temperatura a 2 metros (Figura 4.10 b)), a simulação EtaR-CMX também mostrou boa precisão em comparação com os dados do ERA5 em todos os momentos.

Figura 4.10 - Ciclo diurno do a) fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m^2), b) temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) e c) precipitação total (mm) das simulações em comparação com dados do ERA5. Média horária de janeiro de 2008 em todo o domínio.



Em geral, observa-se que todas as simulações mostram pouca precipitação total em comparação com os dados do ERA5, principalmente em horários com maiores acumulações de chuva observada, que coincidem com as horas de pico do ciclo de temperatura a 2 metros (Figura 4.10 b)). Apesar de apresentar os menores valores de precipitação durante o dia entre todos os experimentos, a simulação EtaR-CMX apresentou melhores resultados de precipitação noturna em relação à reanálise.

4.1.8. Métricas estatísticas

A Tabela 4.1 mostra a avaliação objetiva do ciclo diurno do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m^2), precipitação total (mm/dia) e temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) em todo o domínio. Os ciclos das quatro simulações são comparados com a reanálise ERA5.

Os resultados da Tabela 4.1 mostram que a simulação EtaR-CMX apresenta os menores erros e as melhores correlações espacial (SCORR) e temporal (TCORR) do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície. A inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas na simulação EtaR-CMX reduz substancialmente os erros do fluxo radiativo apresentados pela simulação controle do EtaR e resulta em uma diminuição significativa nos erros de temperatura a 2 metros.

Na precipitação total sobre todo o domínio, os resultados apresentados pela simulação EtaR-CMX mostram a necessidade de ajustes finos dos parâmetros de convecção e de microfísica, combinados com a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, conforme observado nos resultados da precipitação total (Figura 4.8). O impacto da inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação altera o perfil termodinâmico e reduz a energia superficial disponível para instabilidade convectiva. O resultado é um aumento nos erros de precipitação na simulação EtaR-CMX.

Resultados semelhantes do BIAS negativo de precipitação foram obtidos em estudos envolvendo a inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas (KOH e FONSECA, 2016). Neste estudo, Koh e Fonseca (2016) mostraram que, embora o impacto da inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas na precipitação do modelo tenha sido pequeno, houve uma melhora, em particular sobre o continente, em regiões tropicais onde uma melhor representação do campo de radiação à superfície possibilitou também uma melhor representação da precipitação observada.

Tabela 4.1 - Métricas estatísticas das simulações em todo o domínio.

OCIS - Radiação de onda curta incidente à superfície (W/m²)				
	EtaR	EtaR-C	EtaR-CM	EtaR-CMX
BIAS	26,35	29,09	14,34	11,07
MAE	65,47	65,65	65,72	65,29
RMSE	97,84	98,08	97,46	98,83
SCORR*	0,720	0,719	0,715	0,749
TCORR**	0,996	0,996	0,995	0,998
PREC - Precipitação total (mm/dia)				
	EtaR	EtaR-C	EtaR-CM	EtaR-CMX
BIAS	-0,37	-0.30	-0,38	-0,41
MAE	4,93	5,09	5,00	5,10
RMSE	14,74	15,21	14,79	15,30
SCORR*	0,186	0,170	0,165	0,163
TCORR**	0,663	0,658	0,547	0,309
TP2M - Temperatura a 2 metros (°C)				
	EtaR	EtaR-C	EtaR-CM	EtaR-CMX
BIAS	-0,380	-0,325	-0,424	-0,017
MAE	1.323	1.354	1.297	1,118
RMSE	1.818	1.868	1,777	1,704
SCORR*	0,937	0,936	0,940	0,941
TCORR**	0,974	0,974	0,975	0,970

Nota: os melhores resultados estão em negrito.

* correlação espacial

** correlação de tempo

A avaliação objetiva complementa todos os resultados apresentados nas seções anteriores e mostra a importância de incluir o efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, a fim de melhorar a acurácia do modelo e reduzir erros no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície e temperatura a 2 metros. No entanto, os resultados da Tabela 4.1 também mostram a necessidade de avaliar o experimento EtaR-CMX em execuções mais longas e avaliar os erros a longo prazo, especialmente em termos da precipitação.

4.2. Integração do período presente (1980-1989)

Nesta Seção serão apresentados os resultados e a análise da integração de 10 anos da simulação EtaR-CMX para o período de 1980 a 1989, sobre a América do Sul. O objetivo é verificar o desempenho da simulação EtaR-CMX em reproduzir a variabilidade intrasazonal e avaliar o impacto da inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas nas variáveis meteorológicas em longo prazo.

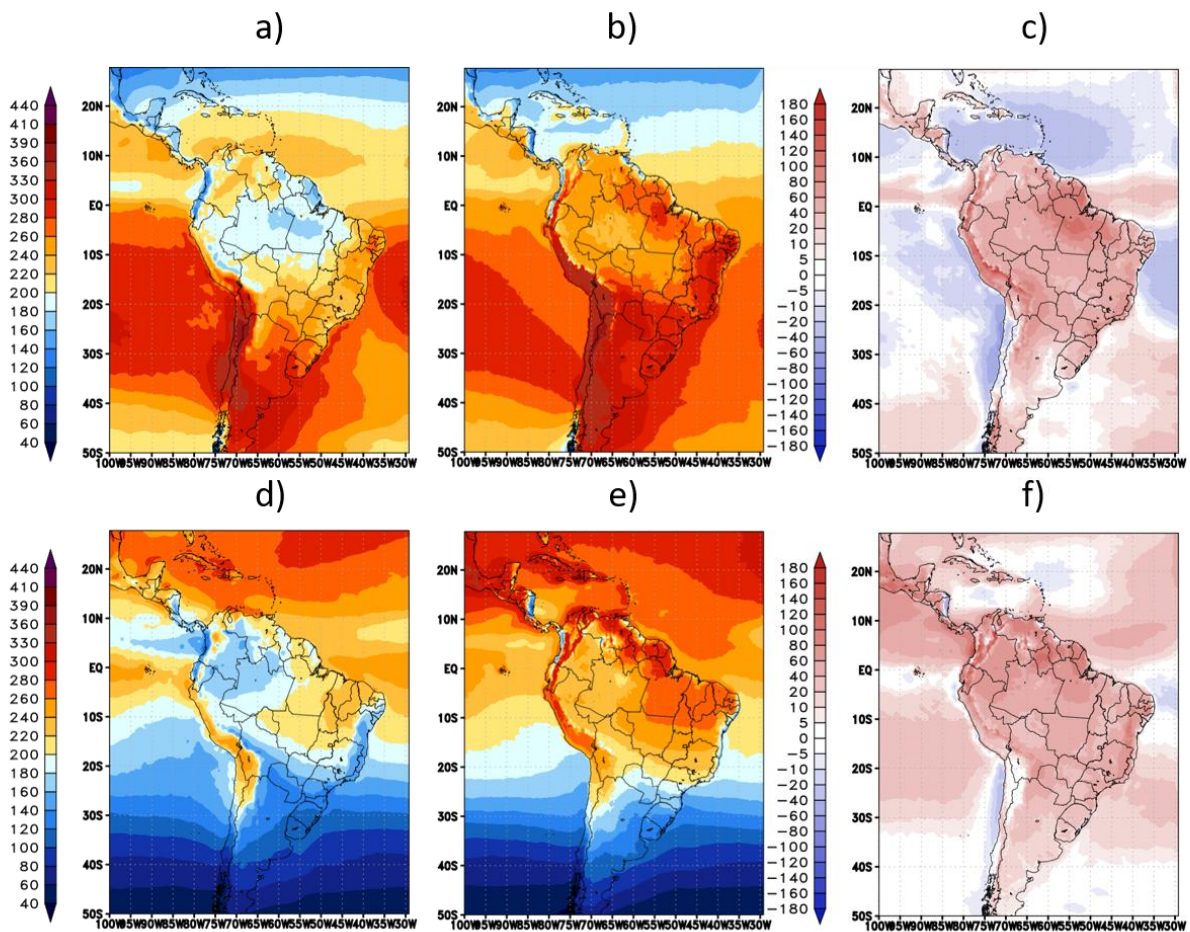
4.2.1. Fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície

A Figura 4.11 mostra que a simulação EtaR-CMX apresentou boa representação da variabilidade intrasazonal do fluxo de radiação de onda curta à superfície para os trimestres de verão e de inverno no hemisfério sul. Em geral, a simulação EtaR-CMX mostra uma diferença positiva do fluxo radiativo de aproximadamente 40 a 60 W/m² em comparação com os dados do ERA5 para meses de verão, principalmente em regiões com atividade convectiva típica, como em grande parte da região da região Amazônica e sobre a ZCIT, na porção do oceano pacífico (Figura 4.11 c)). Resultado bem similar ao bias apresentado por simulações do modelo Eta em comparação com dados do GEWEX-SRB, para o período de 1990 a 2008 (PESSACG et al. 2014).

Nos meses de inverno, apesar da boa concordância espacial, as diferenças no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície são maiores, em torno de aproximadamente 60 a 80 W/m², principalmente nas regiões com maior presença de nuvens. O resultado mostra a necessidade de ajustes para aumentar a interação da radiação com nuvens convectivas profundas em integrações numéricas mais longas (Figura 4.11 f)).

Sobre o oceano, as diferenças são menores em geral, especialmente em regiões oceânicas com céu claro. Na região da ZCIT o resultado mostra uma menor interação com a banda de nebulosidade principalmente na porção do atlântico tropical.

Figura 4.11 - Média do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m²) da reanálise ERA5 (esquerda), da simulação EtaR-CMX (centro) e o bias (direita) para os trimestres de DJF (a, b e c) e JJA (c, d e e), no período de 1980 a 1989.



O resultado mostra que a versão Eta-RRTMG obteve boa representação do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície em situações atmosféricas com a presença de nuvens em geral. As modificações utilizadas na simulação EtaR-CMX, apresentaram boa representação do padrão de variabilidade intrasazonal, e a inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas reduziu o fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, e conseqüentemente, obteve boa concordância espacial com os dados do ERA5, em 10 anos de integração numérica. Mais ajustes são necessários para reduzir ainda mais o viés positivo do fluxo de radiação de onda curta à superfície, como o aumento da interação nuvens e radiação.

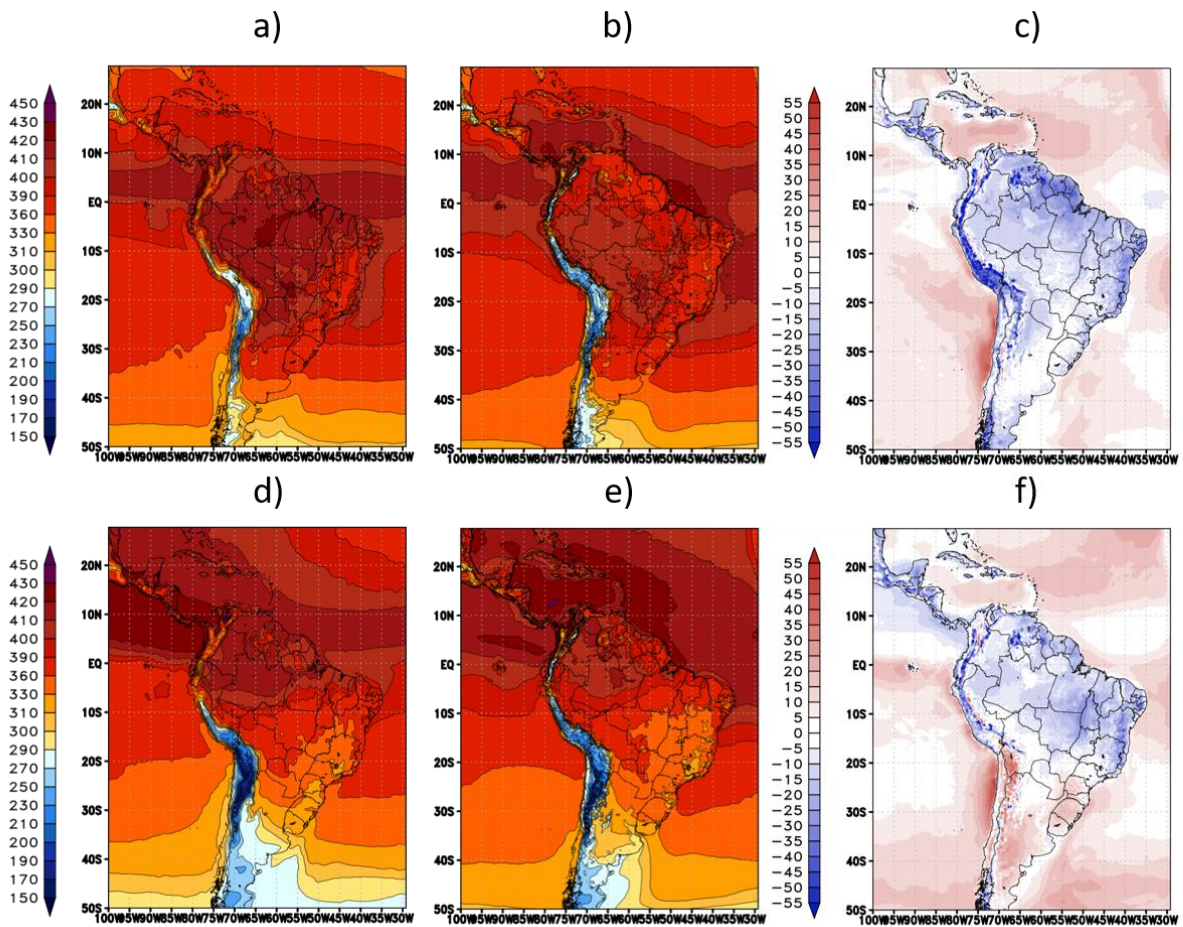
4.2.2. Fluxo de radiação de onda longa incidente à superfície

Na média sazonal do trimestre de DJF, a simulação longa do EtaR-CMX mostra boa concordância com os dados do ERA5, principalmente sobre o oceano. Sobre o continente se observa um déficit do fluxo de radiação de onda longa incidente à superfície em torno de 10 a 20 W/m², em comparação com os dados da reanálise (Figura 4.12 c)).

As Figuras 4.12 c) e f) mostram que a redução no fluxo de radiação de onda longa incidente à superfície, em aproximadamente 20 W/m², principalmente em regiões com atividade convectiva, é devido a uma menor interação do fluxo de radiação com a cobertura de nuvem. Entretanto, na simulação longa do EtaR-CMX, a ausência da inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, poderia amplificar os erros à superfície, como mostrado na Seção 4.1.

Os resultados mostram uma melhora do fluxo de radiação de onda longa incidente sobre o continente, em comparação com os resultados apresentados por Pessacg et al. (2014), em ambas as estações de verão e inverno.

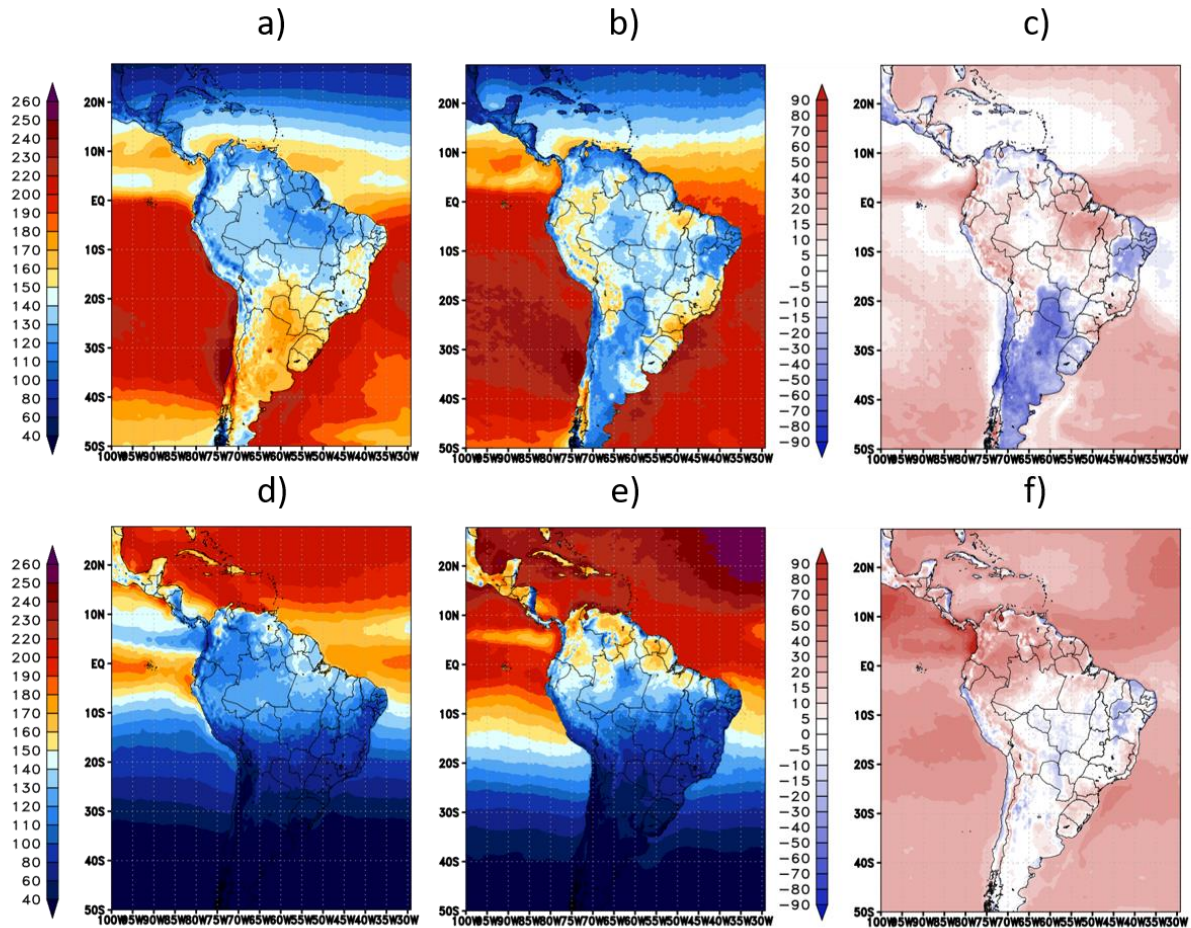
Figura 4.12 - Média do fluxo de radiação de onda longa incidente à superfície (W/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda), da simulação EtaR-CMX (centro) e o bias (direita) para os trimestres de DJF (a, b e c) e JJA (c, d e e), no período de 1980 a 1989.



4.2.3. Saldo de radiação à superfície

A Figura 4.13 mostra a média sazonal do saldo dos fluxos radiativos à superfície. O somatório dos fluxos de radiação à superfície, é uma importante medida para se avaliar onde existe ganho ou perda de energia radiativa que influencia diretamente no aumento ou na diminuição da temperatura a superfície e na energia disponível para a instabilidade convectiva.

Figura 4.13 - Média do saldo de radiação à superfície (W/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda), da simulação EtaR-CMX (centro) e o bias (direita) para os trimestres de DJF (a, b e c) e JJA (c, d e e), no período de 1980 a 1989.



O resultado da Figura 4.13 complementa os resultados dos fluxos de radiação de onda curta e onda longa incidentes à superfície, apresentados nas subseções 4.2.1 e 4.2.3, e mostra que para a média sazonal do trimestre de DJF, a simulação EtaR-CMX apresenta boa concordância com os dados do ERA5 em várias regiões como a bacia Amazônica, regiões costeiras da América do sul, América central e sobre a ZCIT no oceano pacífico.

Entretanto, é importante observar diferenças significativas nos meses de DJF em grande parte da região sul da América do Sul e do nordeste brasileiro, em comparação com os dados da reanálise. Nessas regiões, a

redução do saldo de radiação à superfície indica alta emergência dos fluxos radiativos de onda curta e onda longa à superfície, que resulta no resfriamento superficial devido à pouca absorção de energia radiativa pela superfície (Figura 4.13 c)). A perda superficial de energia radiativa nessas regiões, podem estar associadas à superestimativa do albedo à superfície, reportada por Pessacg et al. (2014), principalmente na estação de DJF.

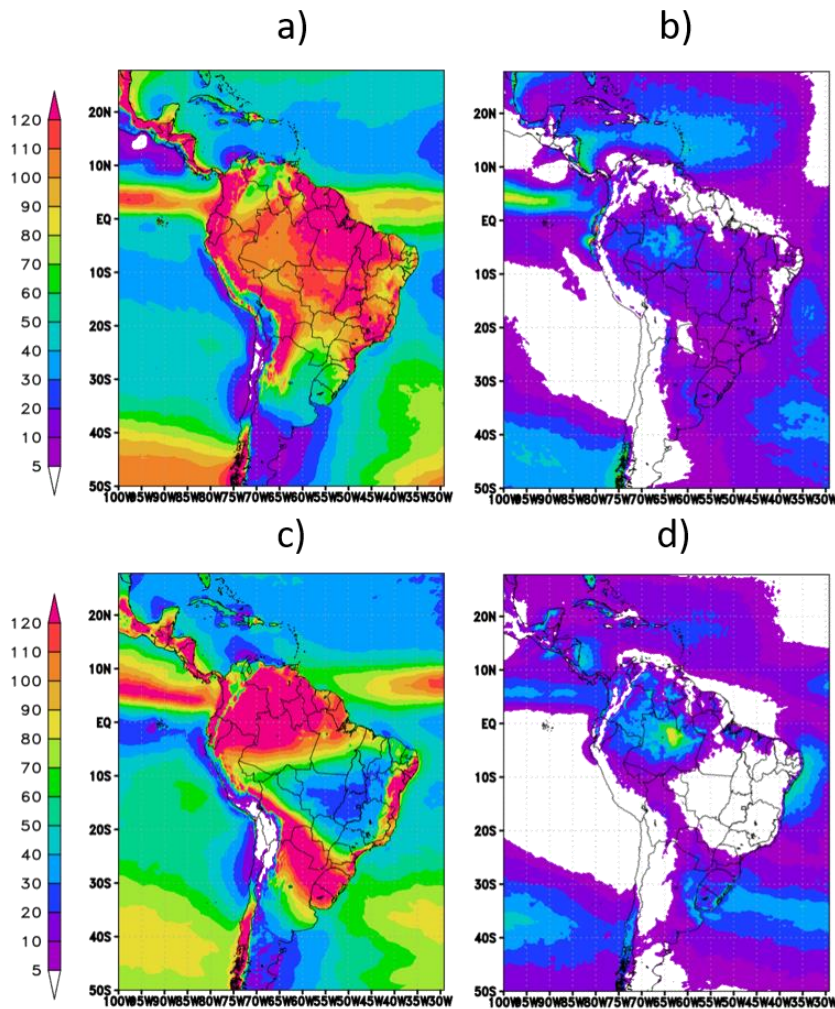
Na média sazonal do trimestre de JJA, a simulação EtaR-CMX apresenta boa concordância com os dados do ERA5, especialmente em latitudes mais baixas. Apesar do bom resultado em grande parte do domínio proposto, o saldo de radiação à superfície em regiões próximas à linha do Equador, mostram um ganho de energia radiativa à superfície em aproximadamente 30 W/m^2 , principalmente sobre o oceano na região da ZCIT (Figura 4.13 f)).

4.2.4. Caminhos de água líquida e gelo de nuvem

A análise dos caminhos de água líquida de nuvem e gelo de nuvem, segue a mesma análise realizada nas integrações curtas do mês de janeiro de 2008 (Seção 4.1). O objetivo é verificar a evolução no longo prazo dessas duas variáveis importantes para o cálculo de transferência radiativa na simulação longa do EtaR-CMX.

Em comparação com os dados do ERA5, a média sazonal do caminho de água líquida de nuvem da simulação EtaR-CMX, mostra um padrão espacial próximo dos dados de reanálise em ambas as estações (Figuras 4.14 b) e c)), principalmente sobre a ZCIT do pacífico, sobre o continente e sobre regiões oceânicas em latitudes mais ao sul. As modificações realizadas nos parâmetros de convecção e da microfísica combinados com a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, foram essenciais para o aumento do caminho de água líquida e conseqüentemente, contribuíram para um maior impacto nos fluxos radiativos. Sobre o oceano, diferenças são observadas principalmente sobre a região da ZCIT do oceano atlântico.

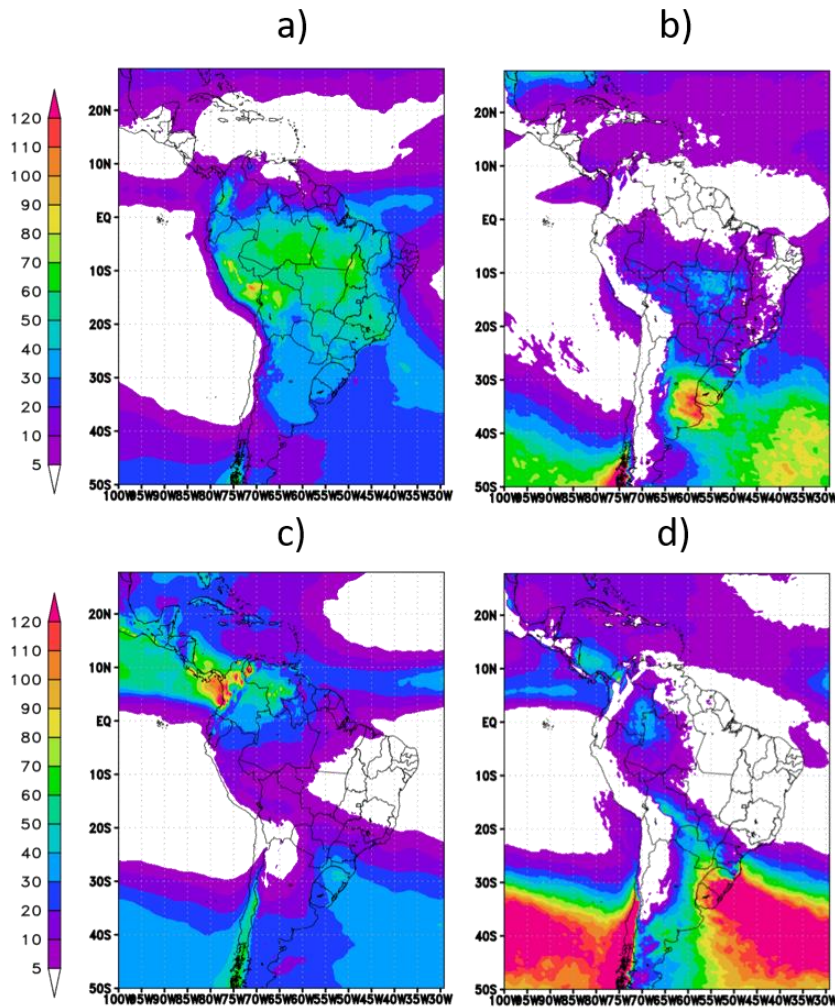
Figura 4.14 - Média do caminho de água líquida de nuvem (g/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.



A Figura 4.15 mostra a média sazonal do caminho de gelo de nuvem. A simulação EtaR-CMX mostra uma boa correlação espacial com os dados de reanálise em ambas as estações (Figuras 4.15 b) e c)), principalmente sobre a ZCIT do pacífico, sobre o continente e sobre regiões oceânicas em latitudes mais ao sul. Diferenças importantes são observadas na região da ZCIT do oceano atlântico e em toda a cordilheira dos Andes, onde a simulação EtaR-CMX mostra uma redução do caminho de gelo em comparação com os dados do ERA5. Essa redução sugere a necessidade de ajustes no topo do modelo, que podem aprimorar o detalhamento vertical das nuvens tipo cumulus profunda e possibilitar a formação de gelo

de nuvens sobre regiões de orografia elevada. Na simulação EtaR-CMX o topo do modelo se encontra em 25 hPa.

Figura 4.15 - Média do caminho de gelo de nuvem (g/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.



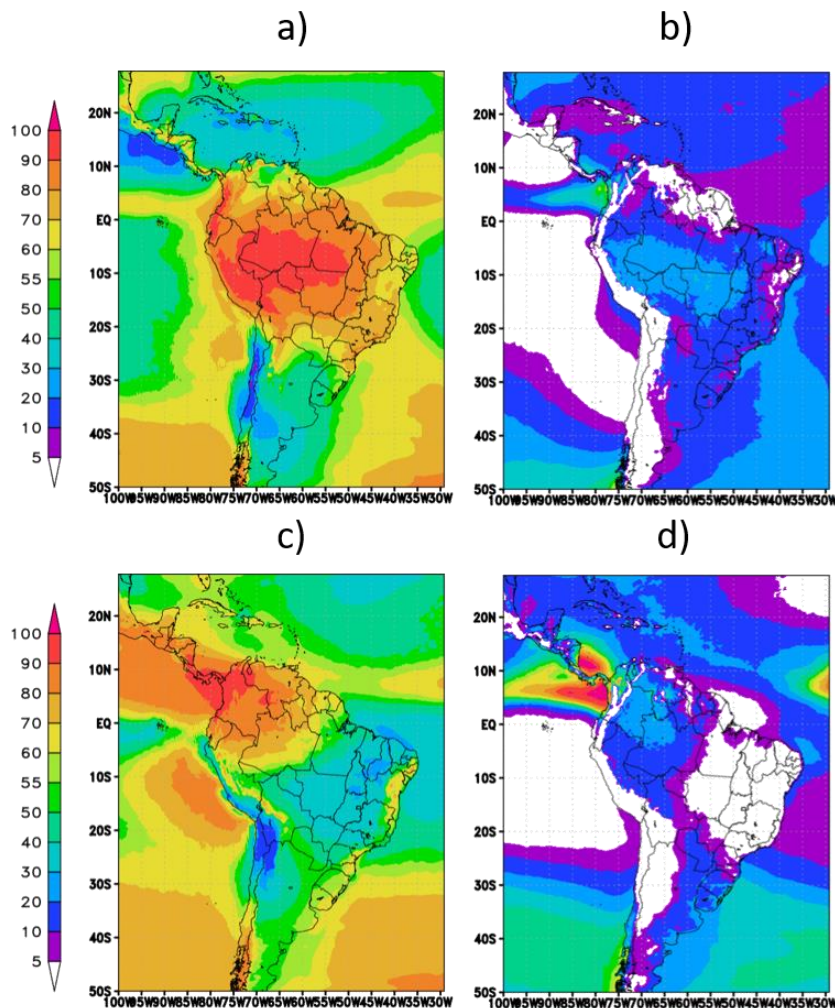
Os resultados apresentados nesta Seção, mostram similaridade com os resultados de integração curta da Seção 4.1 e indicam uma melhora significativa na representação de variáveis que impactam diretamente a radiação, como os caminhos de água líquida e gelo. Apesar das diferenças apresentadas, os resultados mostram que, sem as alterações nos parâmetros de convecção e da microfísica e sem a inclusão do efeito

radiativo de nuvens convectivas profundas, o impacto na radiação seria reduzido.

4.2.5. Cobertura de nuvem

Conforme explicado nos resultados da Seção 4.1.5, a cobertura de nuvens do modelo depende diretamente dos caminhos da água líquida da nuvem e do gelo de nuvem na caixa de grade do modelo. A Figura 4.16 mostra a média sazonal do percentual de cobertura de nuvens da simulação EtaR-CMX em comparação com os dados do ERA5.

Figura 4.16 - Média da cobertura de nuvem (%) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.



A simulação EtaR-CMX mostra uma boa correlação espacial da cobertura de nuvens com os dados apresentados pela reanálise ERA5 em ambas as estações de verão e inverno. Regiões sem a presença de cobertura de nuvens são observadas sobre o continente e sobre o oceano, que são o resultado da ausência dos caminhos de água líquida e gelo, mostrados na Seção 4.2.4.

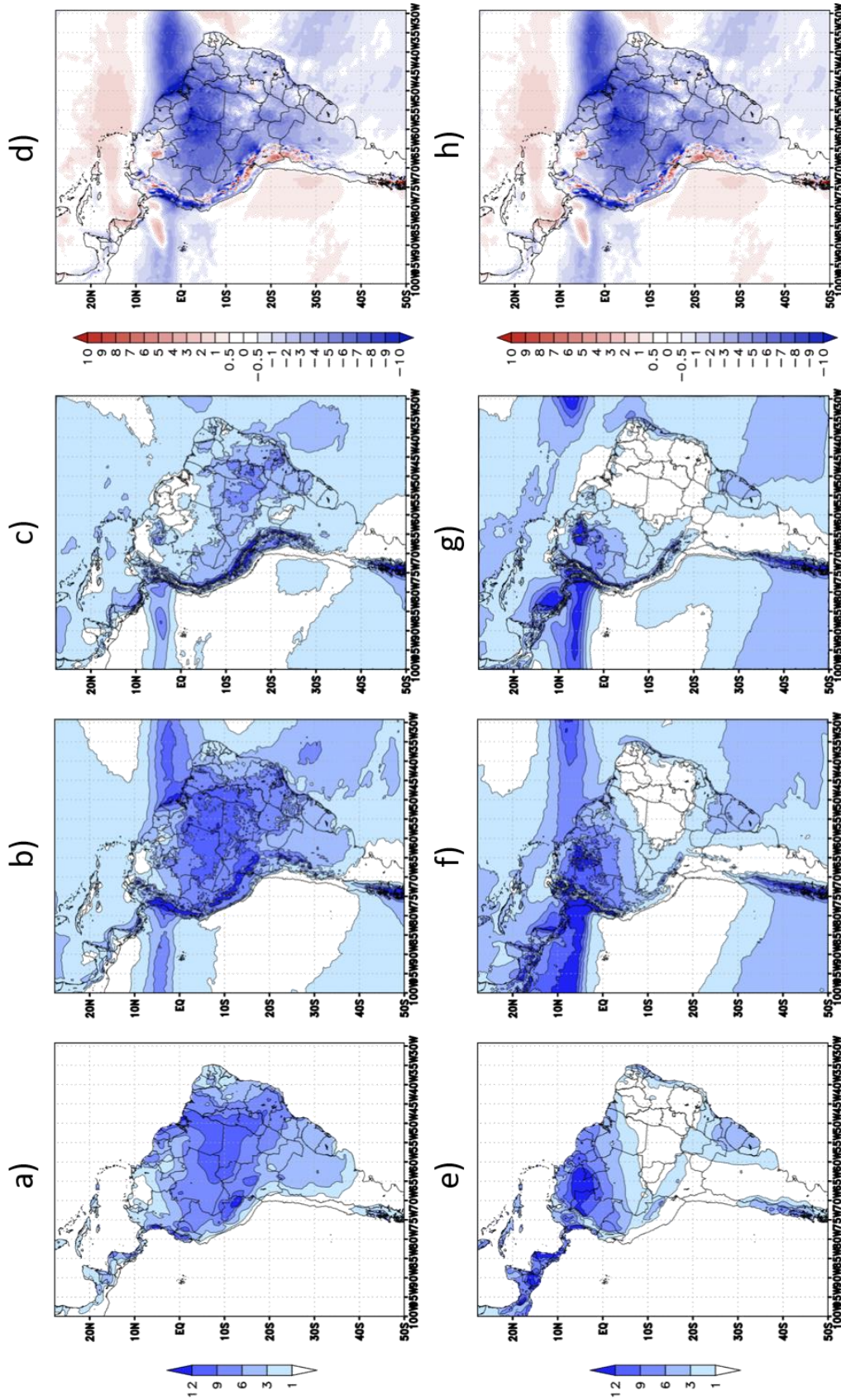
Mais ajustes são necessários para aprimorar a cobertura de nuvens a partir do aumento do conteúdo de água líquida e gelo estimados pelo esquema “KF” na parametrização de convecção profunda. Baseado nos resultados de validação do modelo (Seção 4.1), a não inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, poderia piorar ainda mais o padrão espacial da cobertura de nuvens da simulação EtaR-CMX.

4.2.6. Precipitação total

Na média sazonal de precipitação total, a simulação longa do EtaR-CMX é comparada com os dados observados do CRU e com os dados de reanálise ERA5. Na média sazonal do trimestre de DJF, a simulação EtaR-CMX mostra um resultado similar aos resultados apresentados na integração curta do mês de janeiro de 2008 (Seção 4.1.6) e apresenta uma redução significativa da precipitação total em comparação com os dados observados.

As modificações efetuadas nos parâmetros da microfísica combinadas com a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, foram essenciais para um aumento da interação nuvem-radiação. Entretanto, as alterações nos parâmetros da microfísica reduziram a eficiência da convecção remover a umidade na forma de precipitação convectiva e a contribuição do efeito convecção profunda-radiação aumentou o impacto na radiação. Como consequência, reduziu a energia disponível à superfície para a instabilidade convectiva. Portanto, a redução sistemática de precipitação total, persistiu sistematicamente na integração numérica longa de 10 anos.

Figura 4.17 - Média da precipitação total (mm) do CRU, do ERA5, da simulação EtaR-CMX e o bias (Eta-ERA5) para os trimestres de DJF (a), b), c) e d)) e JJA (e), f), g) e h)), no período de 1980 a 1989.



Apesar da redução de precipitação total na média sazonal de DJF, a simulação EtaR-CMX apresentou boa concordância espacial da variabilidade intrasazonal de precipitação, principalmente na média trimestral de JJA. A Figura 4.17 g) mostra a média sazonal de precipitação total da simulação EtaR-CMX e apresenta valores mais próximos dos dados do CRU e do ERA5. Entretanto, na simulação EtaR-CMX, se observa uma redução da precipitação total na região da ZCIT no oceano atlântico em comparação com os dados do ERA5.

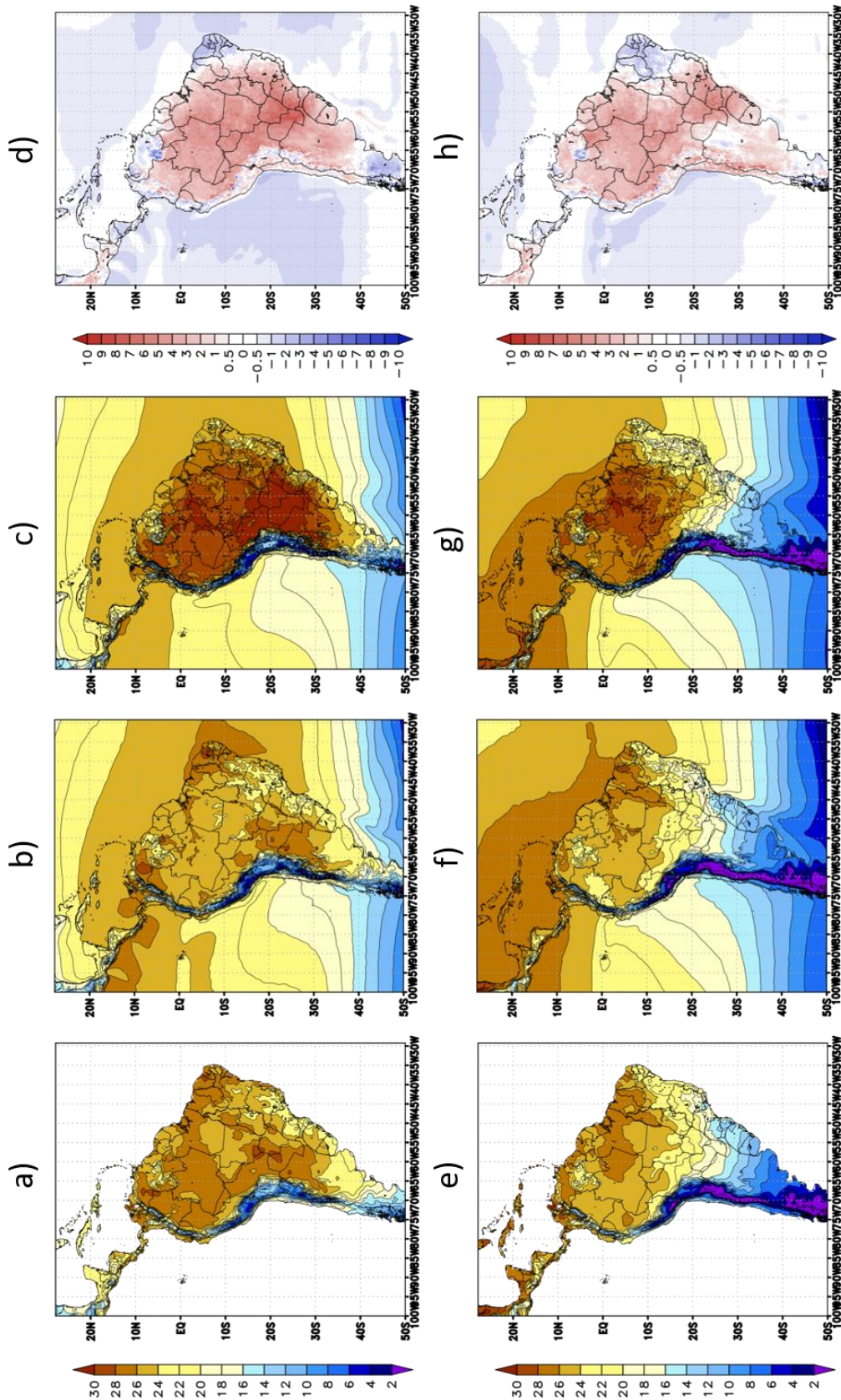
Reduções na precipitação sobre o continente são relatadas no trabalho de Koh e Fonseca (2016), resultado de um maior bloqueio da radiação solar pelo acréscimo de nuvens convectivas profundas, resfriando a temperatura superficial e reduzindo a instabilidade convectiva à superfície.

4.2.7. Temperatura a 2 metros

A Figura 4.18 mostra a média sazonal da temperatura a 2 metros (°C) dos dados observados do CRU, da reanálise do ERA5 e da simulação longa do EtaR-CMX. De acordo com o “bias” apresentado pelas Figuras 4.18 d) e h), se observa que o resultado da simulação EtaR-CMX apresenta uma média da temperatura a 2 metros mais quente em aproximadamente 3 a 4 graus celsius em comparação com ambos os dados do CRU e do ERA5 sobre o continente.

O aumento da temperatura a 2 metros sobre o continente, pode estar associado ao aumento da temperatura superficial e do fluxo de calor sensível à superfície, que resulta no transporte de calor para os níveis atmosféricos mais próximos ao solo. O bias apresentado pelas Figuras 4.18 d) e h), mostram um aumento da temperatura a 2 metros em comparação com os resultados apresentados por Pessacg et al. (2014), principalmente sobre o continente.

Figura 4.18 - Média de temperatura a 2 metros (°C) do CRU, do ERA5, da simulação EtaR-CMX e o bias (Eta-ERA5) para os trimestres de DJF (a), b), c) e d)) e JJA (e), f), g) e h)), no período de 1980 a 1989.



Os dados observados apresentam uma divergência de temperatura a 2 metros entre si sobre o continente e a simulação EtaR-CMX mostra valores mais próximos da observação do CRU para ambas as médias trimestrais de verão e de inverno.

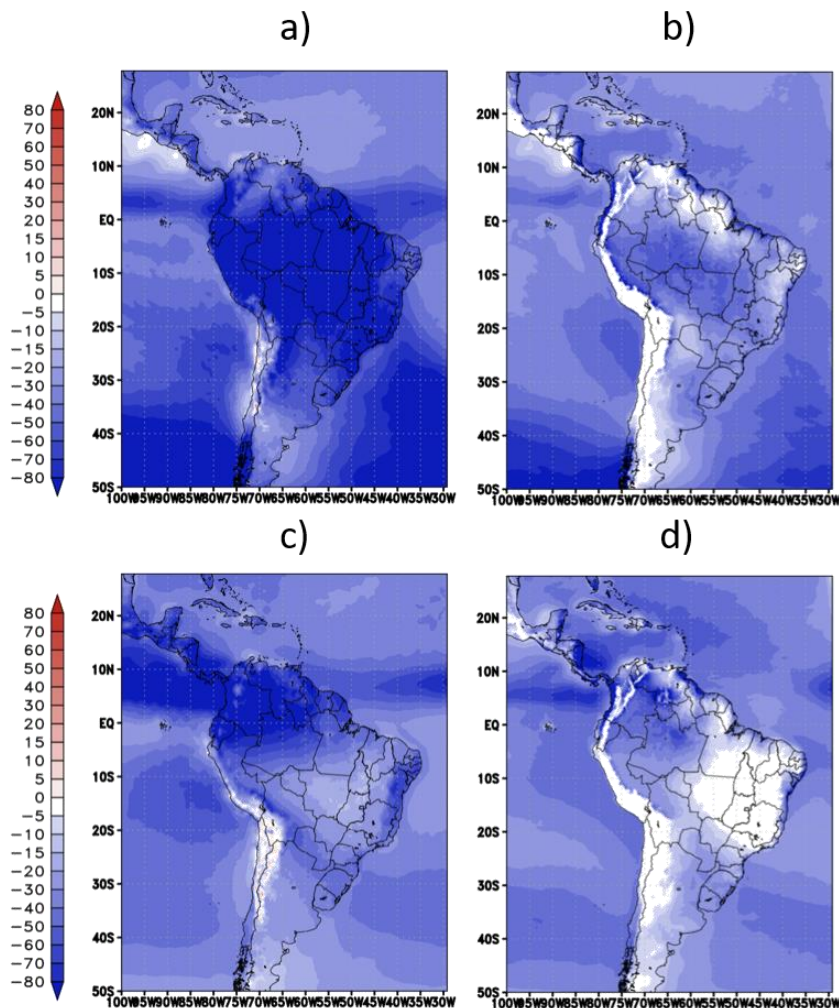
Sobre o oceano, a simulação EtaR-CMX utiliza TSM do ERAinterim e mostra boa concordância espacial da temperatura a 2 metros com os dados do ERA5 em geral, como mostra o bias (Figuras 4.18 d) e h)). Diferenças pontuais no valor de temperatura a 2 metros, são observadas em regiões costeiras na média trimestral de DJF e na ZCIT do oceano atlântico na média trimestral de JJA.

4.2.8. Efeito radiativo de nuvens

A análise do efeito radiativo de nuvens ou “Cloud Radiative Effect (CRE)”, segue a explicação dada na Seção 2.1, a partir da definição matemática de Ramanathan (1989). Portanto, as figuras a seguir, apresentam o resultado do efeito que as nuvens exercem nas componentes dos fluxos radiativos de onda curta e onda longa no topo da atmosfera “TOA”, em condições de céu claro e céu encoberto.

A Figura 4.19 mostra a componente de onda curta do efeito radiativo de nuvens da simulação longa do EtaR-CMX em comparação com os dados do ERA5. Pelos dados de reanálise ERA5 (Figuras 4.19 a) e c)) se observa que o efeito direto predominante das nuvens em relação à radiação de onda curta no TOA, é o efeito de resfriamento radiativo, ou seja, as nuvens tendem a absorver menos e a refletir mais a radiação de onda curta de volta para o espaço. O resultado é o resfriamento planetário devido a perda de radiação de onda curta. Como mostrado também na Figura 2.1.

Figura 4.19 - Efeito radiativo de nuvens da componente de onda curta no TOA (W/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.



A partir dessa observação, se verifica que a simulação longa do EtaR-CMX em ambas as estações (Figuras 4.19 b) e d)) representa bem o efeito direto de resfriamento radiativo das nuvens em comparação com os dados do ERA5. Apesar de não apresentar um efeito acentuado como mostrado pela reanálise, a simulação EtaR-CMX mostrou boa concordância espacial com os dados do ERA5.

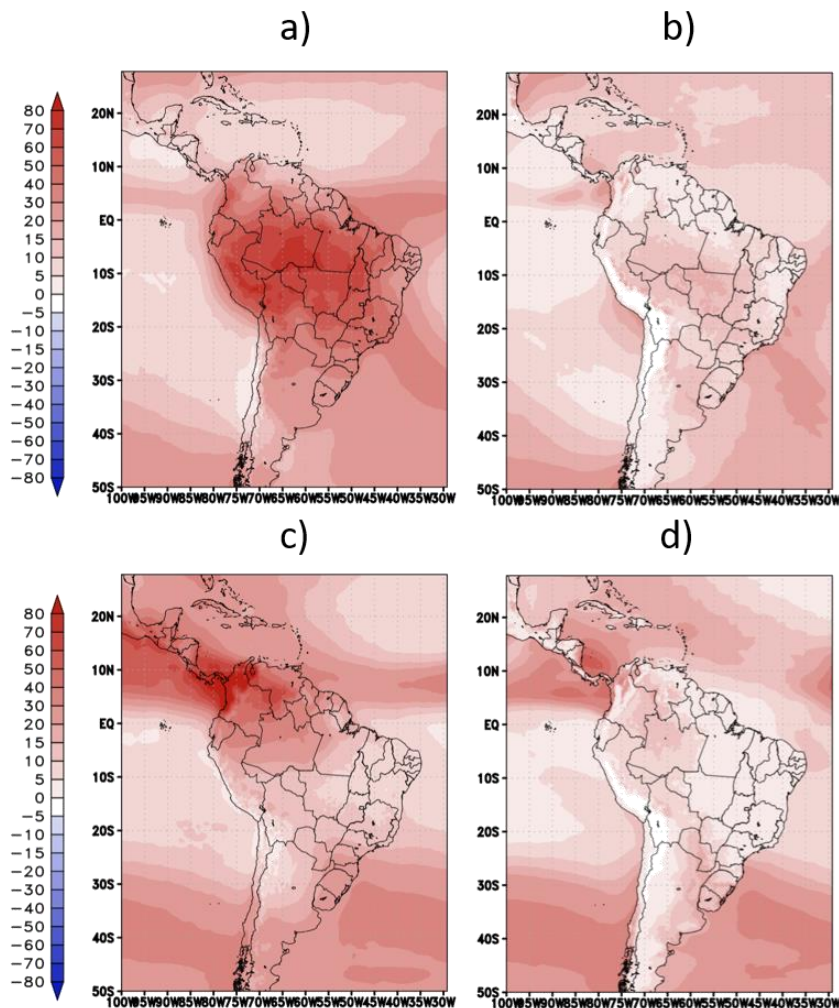
O resultado do CRE_{SW} da simulação longa de 10 anos do EtaR-CMX mostra boa representação espacial, porém com efeito reduzido devido à diminuição sistemática do efeito radiativo de nuvens convectivas no

decorrer da integração numérica longa. Entretanto, a ausência do efeito radiação-cumulus profunda degradaria ainda mais os resultados da simulação de 10 anos.

A Figura 4.20 mostra a componente de onda longa do efeito radiativo de nuvens da simulação longa do EtaR-CMX em comparação com os dados do ERA5. Pelos dados de reanálise ERA5 (Figuras 4.20 a) e c)) se observa agora que o efeito direto predominante das nuvens em relação à radiação de onda longa no TOA, é o efeito de aquecimento radiativo, ou seja, as nuvens tendem a aprisionar mais radiação de onda longa através do processo de absorção radiativa. Dessa forma, as nuvens se aquecem e reemitem radiação de onda longa para o sistema climático à sua temperatura.

Conforme já apresentado pelo efeito da componente de onda curta, o resultado do CRE_{LW} da simulação longa de 10 anos do EtaR-CMX mostra boa representação espacial, porém com efeito reduzido devido à diminuição sistemática do efeito radiativo de nuvens convectivas no decorrer da integração numérica de 10 anos.

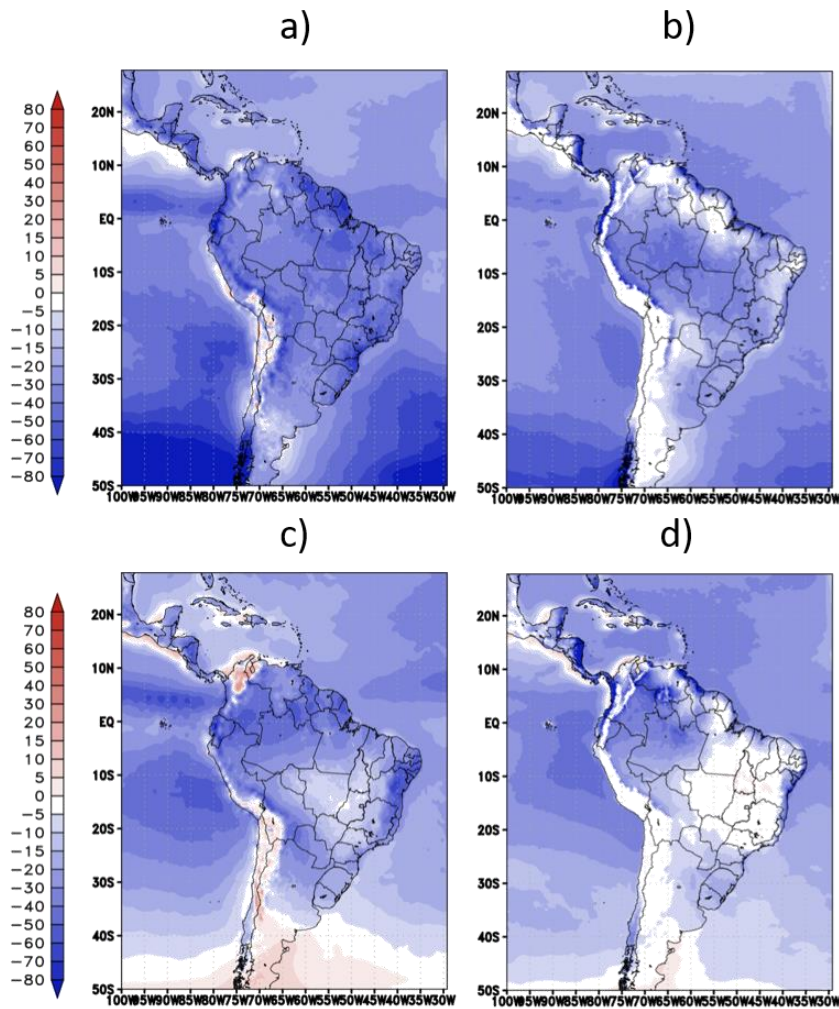
Figura 4.20 - Efeito radiativo de nuvens da componente de onda longa no TOA (W/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.



Por fim, a Figura 4.21 mostra o saldo do efeito radiativo de nuvens da simulação longa do EtaR-CMX em comparação com os dados do ERA5. Pelos dados de reanálise ERA5 (Figuras 4.21 a) e c)) se observa que o efeito direto predominante das nuvens no sistema climático, é o efeito de resfriamento radiativo. Essa observação concorda com os resultados apresentados em diversos trabalhos (BOUCHER et al., 2013; ZELINKA et al., 2017), onde mostra que o saldo do efeito radiativo de nuvens exerce um resfriamento de aproximadamente $-20 W/m^2$ sobre o clima. Uma outra observação importante é o fato de que regiões com altos valores de CRE_{SW}

e CRE_{LW} , são também regiões com altos valores de precipitação total (Figuras 4.17 b) e e)).

Figura 4.21 – Saldo do efeito radiativo de nuvens no TOA (W/m^2) da reanálise ERA5 (esquerda) e da simulação EtaR-CMX (direita) para os trimestres de DJF (a e b) e JJA (c e d), no período de 1980 a 1989.

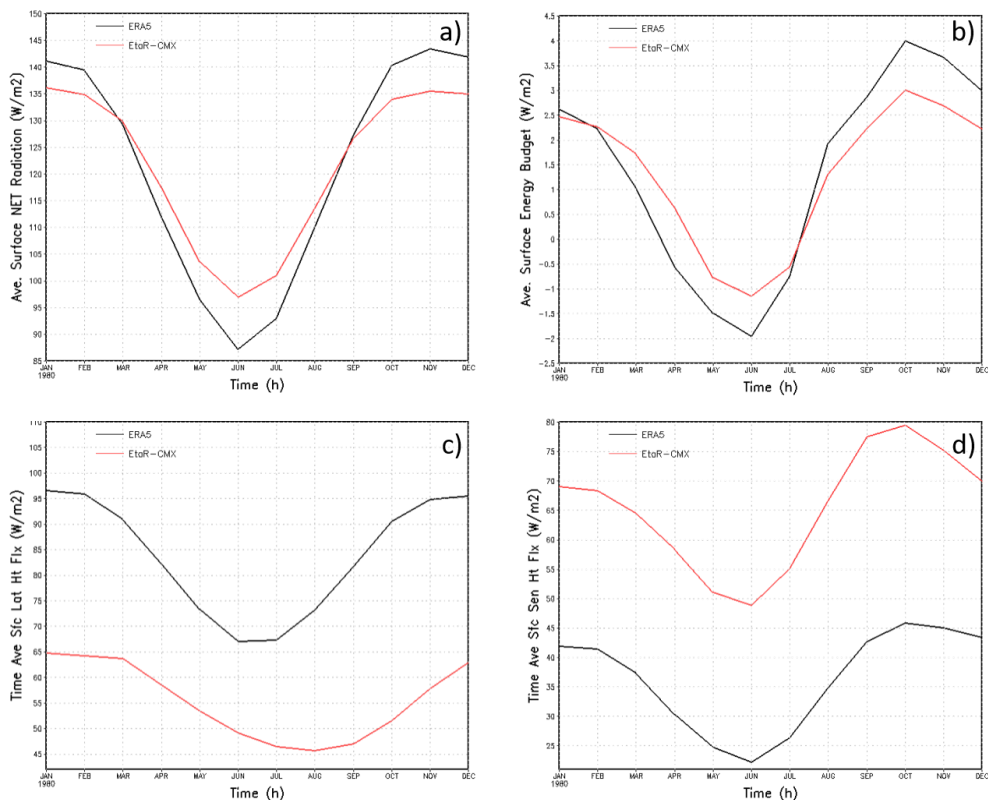


Os resultados da figura 4.21 mostram que a simulação longa do EtaR-CMX, apresenta boa representação espacial do saldo do efeito radiativo de nuvens em geral em comparação com os dados do ERA5.

4.2.9. Ciclo anual

A análise do ciclo médio anual é importante para verificar a correta representação da variabilidade intrasazonal. Nesta Seção a análise dos ciclos anuais das variáveis meteorológicas foi dividida em duas partes, uma parte somente sobre o continente e outra somente sobre o oceano. A Figura 4.22 mostra o ciclo médio anual do período de 1980 a 1989, do saldo de radiação à superfície, saldo de energia à superfície e fluxos de calor latente e sensível à superfície. Os ciclos anuais são comparados com a reanálise ERA5. Para uma melhor avaliação do impacto da inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas nos processos à superfície da simulação EtaR-CMX, a análise do ciclo médio anual das variáveis foi realizada somente sobre o continente.

Figura 4.22 - Ciclo anual do a) saldo de radiação à superfície (W/m^2), b) saldo de energia à superfície (W/m^2), c) fluxo de calor latente à superfície (W/m^2) e d) fluxo de calor sensível à superfície (W/m^2) da simulação EtaR-CMX (curva vermelha), em comparação com dados do ERA5 (curva preta), sobre o continente.



O ciclo médio anual do saldo de radiação à superfície da simulação EtaR-CMX (Figura 4.22 a)), apresenta valores, em geral, próximos da reanálise ERA5. Nos meses mais quentes, a simulação EtaR-CMX apresenta um saldo menor de radiação à superfície, de aproximadamente 5 W/m^2 , em comparação com os dados de reanálise, resultado da menor absorção superficial de energia radiativa em regiões com pouca atividade convectiva, como observado na Figura 4.13. Nos meses de inverno, a simulação EtaR-CMX apresentou um ganho de energia em torno de 10 W/m^2 em comparação com os dados do ERA5. Em geral, o resultado mostra boa precisão da simulação EtaR-CMX em representar a variabilidade intrasazonal do saldo de radiação à superfície quando comparado com os dados de reanálise ERA5.

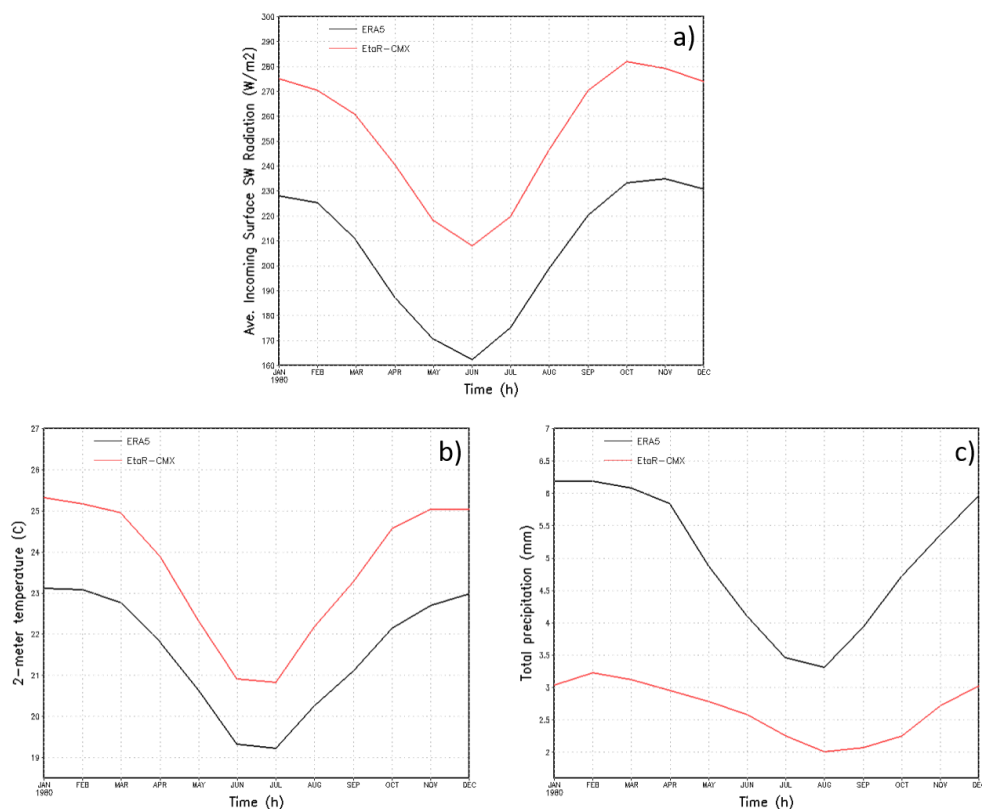
No ciclo médio anual do saldo de energia à superfície (Figura 4.22 b)), a simulação EtaR-CMX mostra boa concordância com os dados do ERA5 em ambas as estações de verão e inverno. Observa-se que a simulação EtaR-CMX apresenta um ganho de energia à superfície nos meses mais frios e uma perda de energia nos meses mais quentes, quando comparado com os dados do ERA5. Entretanto, nos meses com maior atividade convectiva como janeiro, a simulação EtaR-CMX apresentou melhor correlação com a reanálise, o que indica uma melhora obtida sobre o continente, com a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação.

Na Figura 4.22 c), o ciclo médio anual do fluxo de calor latente à superfície da simulação EtaR-CMX sobre o continente, mostra boa correlação com os dados do ERA5 em todos os meses. Nos meses de inverno, a simulação EtaR-CMX apresenta um deslocamento do mínimo do fluxo de calor latente à superfície, em comparação com a reanálise, e observado também, nos resultados de Pessacg et al. (2014). A redução de aproximadamente 30 W/m^2 do fluxo de calor latente à superfície na simulação EtaR-CMX em comparação com os dados do ERA5, indica uma superfície do modelo mais seca e menos favorável à evaporação.

No ciclo médio anual do fluxo de calor sensível à superfície (Figura 4.22 d)), a simulação EtaR-CMX mostra boa correlação do ciclo anual em

comparação com a reanálise sobre o continente, entretanto, a simulação apresenta um aumento do fluxo de calor sensível, de aproximadamente 18 W/m^2 , em comparação com os dados do ERA5 em todos os meses do ciclo anual. O aumento no fluxo de calor sensível à superfície é um resultado esperado, devido principalmente ao aumento do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície apresentado pela simulação EtaR-CMX em comparação com a reanálise. Os resultados nos fluxos de calor à superfície indicam a necessidade de melhores ajustes na interação da radiação com o esquema de superfície do modelo.

Figura 4.23 - Ciclo anual do a) fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m^2), b) temperatura a 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) e c) precipitação total (mm/dia) da simulação EtaR-CMX (curva vermelha) em comparação com dados do ERA5 (curva preta), sobre o continente.



A Figura 4.23 mostra o ciclo médio anual do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, temperatura a 2 metros e precipitação total em

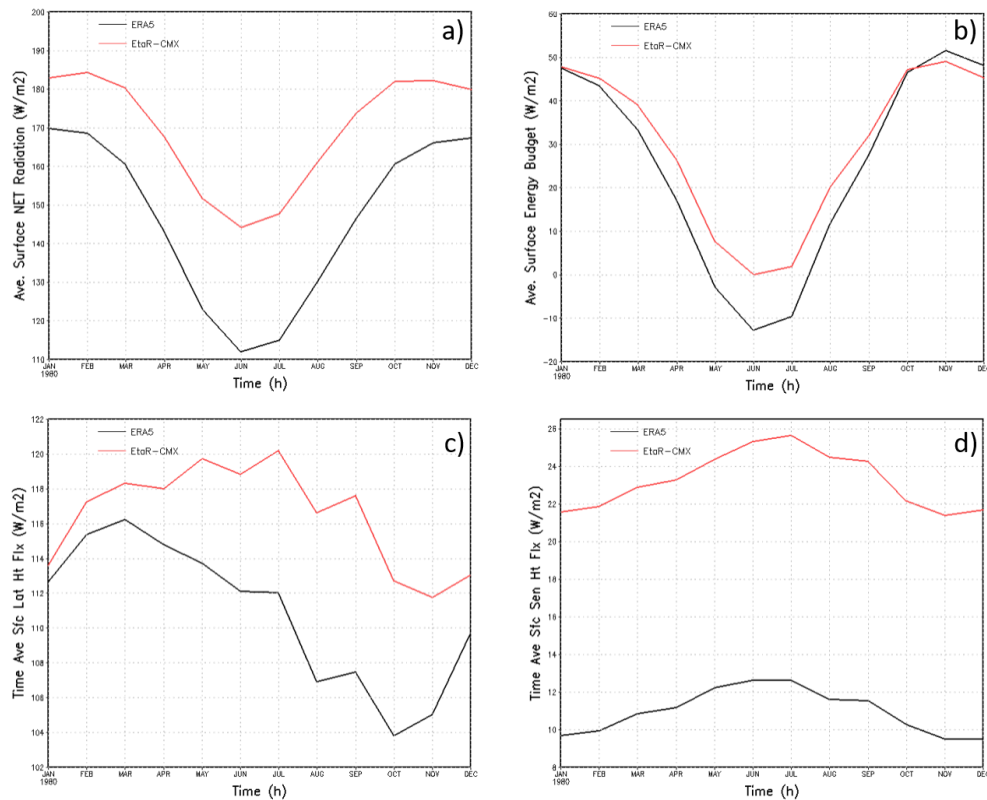
comparação com os dados do ERA5 sobre o continente. A simulação EtaR-CMX apresentou boa correlação do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície com os dados do ERA5 em todos os meses do ciclo anual (Figura 4.23 a)). Apesar do aumento observado do fluxo em torno de aproximadamente 45 W/m^2 em comparação com a reanálise, a simulação EtaR-CMX obteve boa representação da variabilidade intrasazonal e a não inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, poderia aumentar ainda mais a diferença do fluxo de radiação de onda curta incidente sobre o continente.

No ciclo médio anual de temperatura a 2 metros (Figura 4.23 b)), a simulação EtaR-CMX mostrou boa correlação com os dados do ERA5 em todos os meses, com menores diferenças observadas nos meses mais frios. Observa-se também, que a simulação EtaR-CMX mostrou uma redução da precipitação total em comparação com os dados do ERA5 em todo o ciclo médio anual (Figura 4.23 c)), devido principalmente ao maior bloqueio de radiação solar sobre o continente e a consequente redução de energia disponível à superfície para instabilidade convectiva. A redução de precipitação total sobre o continente na simulação EtaR-CMX, segue o mesmo resultado apresentado na Tabela 4.1 (Seção 4.1).

A Figura 4.24 mostra o ciclo médio anual do período de 1980 a 1989, do saldo de radiação à superfície, saldo de energia à superfície e fluxos de calor latente e sensível à superfície da simulação EtaR-CMX sobre o oceano apenas. Os ciclos anuais são comparados com os dados do ERA5.

O ciclo médio anual do saldo de radiação à superfície da simulação EtaR-CMX sobre o oceano (Figura 4.24 a)), apresenta boa correlação com os dados de reanálise ERA5. A simulação EtaR-CMX mostra maior proximidade dos dados de reanálise nos meses quentes de DJF, resultado da maior interação da radiação com nuvens sobre o oceano, principalmente em regiões com intensa atividade convectiva como a ZCIT, conforme observado também na Figura 4.13 a).

Figura 4.24 - Ciclo anual do a) saldo de radiação à superfície (W/m^2), b) saldo de energia à superfície (W/m^2), c) fluxo de calor latente à superfície (W/m^2) e d) fluxo de calor sensível à superfície (W/m^2) da simulação EtaR-CMX (curva vermelha), em comparação com dados do ERA5 (curva preta), sobre o oceano.



Diferentemente do ciclo anual do saldo de radiação sobre a superfície continental (Figura 4.22 a), a simulação EtaR-CMX mostra um saldo de radiação sobre a superfície oceânica, maior em todos os meses do ciclo anual em comparação com os dados do ERA5, devido ao aumento de absorção radiativa pelo oceano. O resultado do maior saldo de radiação sobre o oceano (Figura 4.24 a)) e do aumento do fluxo de calor latente à superfície (Figura 4.24 c)), refletem no resultado do saldo de energia à superfície, quando comparado com os dados de reanálise ERA5 (Figura 4.24 b)).

Em comparação com o saldo de energia sobre o continente (Figura 4.22 b)), a simulação EtaR-CMX mostra um saldo residual de energia maior em todos os meses do ciclo anual e obteve maior proximidade aos dados do

ERA5 sobre o oceano. Em geral, o resultado mostra boa precisão da simulação EtaR-CMX em representar a variabilidade intrasazonal do saldo de energia à superfície quando comparado com os dados de reanálise ERA5.

No ciclo médio anual do fluxo de calor latente à superfície (Figura 4.24 c)), a simulação EtaR-CMX apresenta um fluxo de calor à superfície maior em todos os meses, quando comparado com a reanálise ERA5 sobre o oceano. Nos meses mais frios se observa um aumento de aproximadamente 10 W/m^2 no fluxo de calor latente à superfície da simulação EtaR-CMX em comparação com a reanálise, consequência do maior saldo de radiação à superfície, que resulta em maior energia disponível sobre o oceano para o processo de evaporação. Nos meses quentes de DJF, a simulação EtaR-CMX apresenta maior proximidade do fluxo de calor latente à superfície com os dados do ERA5, o que indica uma melhora devido, principalmente, à inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação sobre o oceano.

No ciclo médio anual do fluxo de calor sensível à superfície (Figura 4.24 d)), a simulação EtaR-CMX mostra boa correlação do ciclo anual em comparação com os dados do ERA5 sobre o oceano, o que indica boa representação da variabilidade intrasazonal. Com o aumento do fluxo de calor latente sobre o oceano, a variação do fluxo de calor sensível é reduzida sobre o oceano quando comparada com a variação sobre o continente (Figura 4.22 d)). Se observa que a simulação EtaR-CMX apresenta uma variação maior do fluxo de calor sensível sobre o oceano em comparação com o fluxo de calor sensível sobre o continente, e reforça a necessidade de ajustes na interação da radiação com o esquema de superfície.

A simulação EtaR-CMX apresentou boa correlação do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície em comparação com os dados do ERA5 sobre o oceano (Figura 4.25 a)), principalmente em meses quentes e de intensa atividade convectiva. Nos meses de DJF a simulação EtaR-CMX mostra uma redução do fluxo de radiação de onda curta incidente à

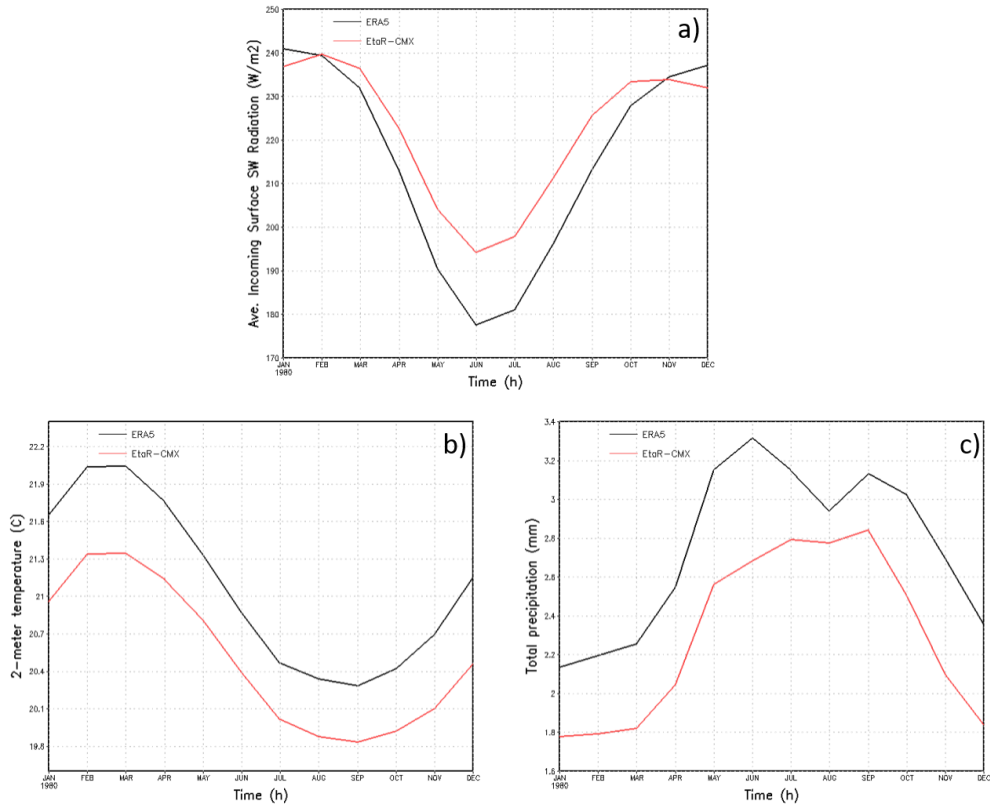
superfície, resultado do maior bloqueio de radiação solar com a inclusão do efeito radiativo de nuvens convectivas profundas sobre o oceano. Nos meses mais frios de JJA, e em comparação com a reanálise, se observa uma melhora do fluxo de radiação de onda curta da simulação EtaR-CMX quando comparado com o resultado sobre o continente (Figura 4.23 a)).

No ciclo médio anual de temperatura a 2 metros (Figura 4.25 b)), a simulação EtaR-CMX mostrou boa correlação com os dados do ERA5 em todos os meses sobre o oceano. Observa-se que mesmo com o ganho de saldo residual de energia à superfície (Figura 4.24 b)), a simulação EtaR-CMX mostra valores menores de temperatura a 2 metros em comparação com os dados do ERA5 sobre o oceano. Influência direta da utilização de TSM prescrita, que resulta na ausência de resposta das condições oceânicas às variações atmosféricas.

Na precipitação total, apesar da redução sistemática de chuva em todo o domínio (Figura 4.17), a simulação EtaR-CMX mostrou boa correlação em comparação com os dados do ERA5 em todo o ciclo médio anual sobre o oceano (Figura 4.25 c)). Em comparação com o ciclo anual de precipitação sobre o continente (Figura 4.23 c)), a simulação EtaR-CMX obteve maior proximidade com os dados da reanálise e mostra também boa representação da variabilidade intrasazonal de precipitação sobre o oceano.

Em geral, os resultados mostram uma boa concordância no padrão de ciclo médio anual da simulação EtaR-CMX em comparação com a reanálise ERA5 sobre o continente e sobre o oceano, e a simulação representou corretamente a variabilidade intrasazonal para um período de 10 anos de integração. Baseado nos resultados apresentados na Seção 4.1 para todo o domínio, a análise do ciclo anual indica que, sem a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, diferenças maiores poderiam ser observadas no ciclo médio anual das variáveis meteorológicas.

Figura 4.25 - Ciclo anual do a) fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (W/m^2), b) temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) e c) precipitação total (mm/dia) da simulação EtaR-CMX (curva vermelha) em comparação com dados do ERA5 (curva preta), sobre o oceano.



4.2.10. Métricas estatísticas

A análise da avaliação objetiva do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, precipitação total e temperatura a 2 metros para os 10 anos de integração foi dividida em duas partes, uma parte somente sobre o continente e outra parte somente sobre o oceano. A Tabela 4.2 mostra os erros estatísticos das variáveis meteorológicas sobre o continente e sobre o oceano. A simulação de 10 anos do EtaR-CMX é comparada com a reanálise ERA5.

Os resultados da Tabela 4.2 mostram que o ciclo médio anual do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície da simulação EtaR-CMX, no período de 1980 a 1989, apresenta uma melhora significativa do BIAS e RMSE sobre o continente, em comparação com resultados do fluxo de

radiação de onda curta incidente à superfície, apresentados por Chou et al. (2007), em um estudo realizado sobre a região brasileira de Rondônia. A comparação com os resultados do trabalho de Chou et al. (2007) é necessária para uma avaliação adequada das variáveis meteorológicas da simulação EtaR-CMX sobre o continente apenas.

Em comparação com o estudo de Chou et al. (2007), a simulação EtaR-CMX apresenta uma redução da correlação espacial do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície (SCORR), entretanto a simulação longa apresentou uma boa correlação temporal (TCORR) em comparação com os dados do ERA5. Os resultados indicam boa representação da variabilidade intrasazonal do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, apresentada pela simulação EtaR-CMX e mostram uma melhoria no longo prazo, dos erros estatísticos sobre o continente, quando comparados com os resultados do estudo realizado sobre a região continental brasileira de Rondônia (CHOU et al., 2007).

Nos erros de precipitação total, os resultados apresentados pela simulação de 10 anos do EtaR-CMX sobre o continente, mostram uma redução sistemática da precipitação em comparação com os dados do ERA5, seguindo os resultados obtidos na integração curta do mês de janeiro de 2008 para todo o domínio (Tabela 4.1). Apesar do BIAS negativo de precipitação total sobre o continente, a simulação EtaR-CMX apresentou boa correlação temporal em comparação com os dados de reanálise ERA5 e indica boa representação da variabilidade intrasazonal de precipitação sobre o continente, como mostra a Figura 4.21 c).

Baseado nos resultados apresentados na Seção 4.1 para todo o domínio, O viés sistemático negativo de precipitação no longo prazo sobre o continente, mostra um impacto com a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, que resulta na redução de energia superficial disponível para instabilidade convectiva.

Tabela 4.2 - Métricas estatísticas da simulação EtaR-CMX de 1980 a 1989, sobre o continente e sobre o oceano.

Sobre o Continente			
	OCIS (W/m²)	PREC (mm/dia)	TP2M (°C)
BIAS	+47.21	-2.34	+2.03
MAE	+49.25	+3.04	+2.63
RMSE	+57.08	+4.46	+3.20
SCORR*	0.740	0.522	0.941
TCORR**	0.984	0.857	0.978
Sobre o Oceano			
BIAS	+7.06	-0.45	-0.57
MAE	+17.77	+1.62	+0.66
RMSE	+23.48	+2.88	+0.79
SCORR*	0.905	0.481	0.995
TCORR**	0.979	0.817	0.990

* correlação espacial

** correlação de tempo

Na temperatura a 2 metros sobre o continente, a simulação EtaR-CMX apresentou RMSE similar ao resultado obtido no estudo do modelo Eta sobre a região de Rondônia (CHOU et al., 2007). Apesar do aumento no BIAS em comparação com o estudo de Chou et al. (2007), a simulação EtaR-CMX apresentou melhor correlação espacial (SCORR) sobre o continente e a boa correlação temporal (TCORR) em relação aos dados do ERA5, indica boa representação da variabilidade intrasazonal de temperatura a 2 metros no longo prazo.

Os resultados mostram que sem a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação, os erros sistemáticos poderiam ser amplificados no longo prazo. As modificações realizadas na simulação EtaR-CMX obtiveram erros estatísticos dentro de uma margem aceitável e o resultado aprimora a destreza do modelo na representação da variabilidade intrasazonal.

Em comparação com os dados de reanálise ERA5 sobre o oceano, em geral se observa que, a simulação EtaR-CMX mostra uma redução do BIAS

em todas as variáveis meteorológicas, quando comparado com o BIAS sobre o continente. Sobre o oceano, o BIAS do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície mostra uma redução de aproximadamente 85% em comparação com o resultado do BIAS sobre o continente. A significativa redução do BIAS positivo do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, resultou em menores erros da simulação EtaR-CMX em comparação com a reanálise sobre o oceano. Além da redução dos erros estatísticos sobre o oceano, se observa também uma melhora significativa da correlação espacial do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície da simulação EtaR-CMX sobre o oceano, quando comparado com o SCORR sobre o continente.

Sobre o oceano, o BIAS negativo de precipitação persiste, entretanto é reduzido em aproximadamente 80% em comparação com o mesmo resultado sobre o continente. A redução de chuva em todo o domínio, mostra concordância com os resultados do BIAS de precipitação apresentados por Koh e Fonseca (2017), sobre a faixa da região tropical.

Na temperatura a 2 metros sobre o oceano, se observa uma melhora significativa na avaliação objetiva em comparação com os resultados sobre o continente, resultado de uma melhor representação do saldo de energia à superfície na simulação EtaR-CMX, como observado no ciclo anual da Figura 4.24 b). A melhora na correlação espacial sobre o oceano pode ser também observada baseado no ciclo médio anual de temperatura a 2 metros (Figura 4.25 b).

Os resultados mostram que, os erros apresentados pela simulação EtaR-CMX em comparação com os dados do ERA5, são maiores sobre o continente devido, principalmente, aos processos físicos mais complexos, que envolvem a interação da radiação com o esquema de superfície. Os menores erros sobre o oceano, são devidos principalmente à uma resposta reduzida das condições oceânicas do modelo às variações na atmosfera. Embora os maiores erros sejam observados sobre o continente em comparação com a avaliação objetiva sobre o oceano, a simulação EtaR-CMX apresenta bons resultados em comparação com os resultados obtidos

no estudo de Chou et al. (2007), e mostram um importante avanço na melhoria dos erros do modelo, na representação da variabilidade intrasazonal no longo prazo.

Ajustes finos dos parâmetros de convecção e de microfísica, combinados com a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação são necessários para melhorar os erros na precipitação em integrações climáticas. A análise objetiva desta Seção complementa os resultados da Tabela 4.1.

5 CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo avaliar o modelo Eta utilizando o esquema de radiação RRTMG em condições de céu encoberto por nuvens e verificar o efeito de nuvens convectivas profundas no esquema de radiação no curto e longo prazo.

A simulação controle do EtaR, mostrou um grande viés positivo do saldo de radiação à superfície, devido ao maior fluxo de ondas curtas incidindo sobre superfície. Apesar da simulação EtaR mostrar um padrão de precipitação total mais próximo dos dados observados nas áreas com atividade convectiva, a nuvem convectiva geradora da precipitação não reduziu o fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície, o que indica pouca interação dos fluxos radiativos, principalmente com nuvens convectivas profundas. O caminho reduzido de água líquida e gelo de nuvem apresentado pela simulação EtaR, resultou em uma maior energia radiativa à superfície e, conseqüentemente, causou grandes erros na radiação de onda curta incidente à superfície e na temperatura a 2 metros.

A simulação EtaR-C mostrou pequenas diferenças em comparação com a simulação EtaR. As modificações nos parâmetros do esquema de convecção, para aumentar a precipitação convectiva e, portanto, a atividade convectiva, não foram capazes de reduzir a radiação de onda curta incidente à superfície. Como consequência, a simulação EtaR-C também manteve o grande viés positivo no saldo de radiação à superfície sobre o continente em comparação com os dados do ERA5. No entanto, as modificações feitas na simulação EtaR-C reduziram o viés negativo na precipitação total.

Na simulação EtaR-CM, as modificações foram introduzidas nos parâmetros do esquema de microfísica para aumentar o conteúdo de água líquida e gelo da nuvem. A simulação EtaR-CM reduziu os erros do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície e do saldo de radiação à superfície e aumentou a correlação temporal.

Na simulação EtaR-CMX, além das modificações feitas nos parâmetros da convecção e da microfísica, os condensados de nuvens convectivas profundas foram incluídos no esquema de radiação. Esta modificação foi crucial para uma melhor representação da nuvem e do saldo de radiação à superfície. Além disso, o ciclo diurno de temperatura superficial e os fluxos de calor à superfície da simulação EtaR-CMX obtiveram melhor concordância com os dados observados. A simulação EtaR-CMX mostrou menores erros no fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície e temperatura a 2 metros, e maior correlação espacial e temporal em todo o domínio em comparação com os dados do ERA5. No entanto, a execução do EtaR-CMX reduziu a precipitação total em comparação com os dados do CMORPH e aumentou novamente o viés negativo. Mais testes são necessários para melhorar o padrão de chuvas, principalmente sobre o continente.

Na integração longa de 10 anos, a simulação EtaR-CMX conseguiu reproduzir a variabilidade sazonal das estações de verão e inverno em comparação com os dados do ERA5. O impacto das modificações nos parâmetros de convecção e da microfísica e a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação é observado nas variáveis meteorológicas e principalmente na redução do fluxo de radiação de onda curta incidente à superfície. Na média sazonal de precipitação total, se observa uma persistência do viés negativo da precipitação também no longo prazo, principalmente no verão onde as atividades convectivas são mais intensas. Apesar de haver uma redução sistemática de precipitação em ambas as estações de verão e inverno, a simulação EtaR-CMX apresentou boa concordância do padrão sazonal de precipitação com os dados do ERA5.

Na média sazonal do efeito radiativo de nuvens, a simulação EtaR-CMX apresentou boa concordância com os dados observados e mostrou um efeito radiativo das nuvens predominante de resfriamento planetário. O estudo do efeito radiativo das nuvens é importante em simulações de cenários de mudanças climáticas, para avaliar o impacto do aquecimento

devido gases do efeito estufa, na distribuição das nuvens no futuro. A mudança no padrão das nuvens pode alterar o sinal da mudança climática.

O trabalho mostra a necessidade de avaliação das interações entre os esquemas convectivos e microfísicos com o esquema de radiação, e os testes passo a passo desde a simulação controle EtaR, sem efeitos radiativos claros de nuvens convectivas profundas, até a simulação EtaR-CMX, com a inclusão do efeito de nuvens convectivas profundas na radiação. Entretanto, mais ajustes são necessários para uma melhor representação das variáveis meteorológicas, especialmente em integrações mais longas.

5.1. Sugestões para trabalhos futuros

Mais testes podem ser realizados utilizando outros esquemas de parametrização de microfísica de fluxo de massa como o esquema de Kain-Fritsch (2004), elevação do topo do modelo e aumento da frequência de chamada da radiação, para capturar a variação diária do efeito radiação-convecção profunda em escalas regionais. Estudos futuros para avaliar o efeito direto e indireto dos aerossóis na radiação também são possíveis com a utilização do esquema de radiação RRTMG no modelo Eta, em particular no estudo do impacto da forçante radiativa da poeira na transferência radiativa (SPYROU et al., 2013) e sobre o clima (MILLER et al., 2014).

Projeções utilizando novos cenários de mudanças climáticas, são necessárias para avaliar o impacto em integrações climáticas, especialmente em estudos de mudanças climáticas, onde o efeito radiativo das nuvens é altamente relevante. O estudo do efeito radiativo de nuvens em cenários de mudanças climáticas serve como sugestão para trabalhos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R. F., et al. The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 1147–1167, 2003.

ALAPATY, K. J. A. et al. Introducing subgrid-scale cloud feedbacks to radiation for regional meteorological and climate modeling. **Geophysical Research Letters**, v. 39, L24808, 2012. Doi:10.1029/2012GL054031.

ALVARADO, M. J. et al. Performance of the Line-By-Line Radiative Transfer Model (LBLRTM) for temperature, water vapor, and trace gas retrievals: recent updates evaluated with IASI case studies. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, p. 6687-6711, 2013. Doi:10.5194/acp-13-6687-2013.

ARAKAWA, A. Modeling clouds and cloud processes for use in climate models. In: THE PHYSICAL BASIS OF CLIMATE AND CLIMATE MODELLING, 1975, Geneva, Switzerland. **Proceedings...** WMO, 1975. p. 181–197.

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.

BERRISFORD, P. et al. **The ERA-Interim archive version 2.0**. Reading UK: ECMWF, 2011.

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

BONY, S. et al. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? **Journal of Climate**, v. 19, p. 3445–3482, 2006.

BOUCHER, O. D. et al. Clouds and aerosols. In: STOCKER, T. F. et al. (Ed.). **Climate change 2013: the physical science basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

BROWN, P. D. et al. Initial analyses of surface spectral radiance between instrument observations and line by line calculations. In: ATMOSPHERIC RADIATION MEASUREMENT (ARM) SCIENCE TEAM MEETING, 5., 1995, San Diego, California. **Proceedings...** 1995.

CAMPOS, D. et al. Eta model simulations using two radiation schemes in clear-sky conditions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 1, p. 1-10, 2017.

CESS, R. D. et al. Interpretation of cloud-climate feedbacks as produced by 14 atmospheric general circulation models. **Science**, 245, 513–516. 1989.

CESS, R. D.; POTTER, G. L. Exploratory studies of cloud radiative forcing with a general circulation model. **Tellus**, v. 39A, p. 460–473, 1987.

CESS, R. D. et al. Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 Atmospheric General Circulation Models. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D10, p.16.601–16.615, 1990.

CHARLOCK, T. P.; RAMANATHAN, V. The albedo field and cloud radiative forcing produced by a general circulation model with internally generated cloud optics. **Journal of Atmospheric Science**, v. 42, p. 1408–1429, 1985.

CHARNEY, J. G. et al. **Carbon dioxide and climate: a scientific assessment**. Washington: National Academy of Sciences, 1979. 33p.

CHOU, S. C. Modelo regional Eta. **Climanálise**, v. 1, n. Esp., 1996.

CHOU, S. C. et al. Validation of the coupled Eta/SSiB Model over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, e 8088, 2002. Doi:10.1029/2000JD000270.

- CHOU, S. C. et al. Comparison of CPTEC GCM and Eta Model results with observational data from the Rondonia LBA Reference Site, Brazil. **Journal of The Meteorological Society of Japan**, v. 85A. p. 25-42, 2007. Doi: 10.2151/jmsj.85A.25.
- CLOUGH, S. A.; KNEIZYS, F. X.; DAVIES, R. W. Line shape and the water vapor continuum. **Atmospheric Research**, v. 23, p. 229-241, 1989.
- CLOUGH, S. A.; IACONO, M. J.; MONCET, J.-L. Line-by-line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates: application to water vapor. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 15761-15785, 1992.
- CLOUGH, S. A.; IACONO, M. J. Line-by-line calculation of atmospheric fluxes and cooling rates: 2. application to carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and the halocarbons. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. D8, p. 16519-16535, 1995.
- EBI, K.L. et al. New scenario framework for climate change research: background, process, and future directions. **Climatic Change**, v.122, p. 363-372, 2014. Doi: 10.1007/s10584-013-0912-3.
- EK, M.B. et al. Implementation of Noah Land Model advances in the NCEP operational Eta Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D22, p. 8851-8867, 2003.
- FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of Atmospheric Science**, v. 32, p. 1475–1488, 1975.
- FERRIER, B.S. et al. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 15., 2002, San Antonio. **Proceedings...** American Meteorological Society, 2002. p. 280–283.
- FONSECA, R.; KOH, TY.; TEO, CK. Multi-scale interactions in a high-resolution tropical-belt experiment and observations. **Climate Dynamics**,

v. 52, p. 3503–3532, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4332-y>.

FU, Q. An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus clouds for climate models. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2058-2082, 1996.

FU, Q.; YANG, P.; SUN, W. B. An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2223–2237, 1998.

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

GREENFIELD-BOYCE, N. Climate change may already be shifting clouds toward the poles. **NPR**, July 11, 2016. Disponível em:

<https://www.npr.org/sections/thetwo-way/2016/07/11/485314321/climate-change-may-already-be-shifting-clouds-toward-the-poles#:~:text=More%20Podcasts%20%26%20Shows-.Climate%20Change%20May%20Already%20Be%20Shifting%20Clouds%20Toward%20The%20Poles,models%20of%20Earth's%20changing%20climate>.

HERMAN, G. F.; WU, M.-L. C.; JOHNSON, W. T. The effect of clouds on the Earth's solar and infrared radiation budgets. **Journal of Atmospheric Science**, v. 37, p. 1251–1261, 1980. Doi:10.1175/1520-0469(1980)037<1251:TEOCOT>2.0.CO;2.

HERWEHE, J. A. et al. Increasing the credibility of regional climate simulations by introducing subgrid-scale cloud–radiation interactions. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, p. 5317–5330, 2014. Doi: 10.1002/2014JD021504.

HERSBACH, H. et al. ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present. **Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)**, 2018. Disponível em:

<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>.

HINKELMAN, L. M.; ACKERMAN, T. P.; MARCHAND, R. T. An evaluation of NCEP Eta model predictions of surface energy budget and cloud properties by comparison with measured ARM data. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D16, p. 19535–19549, 1999.

HU, Y. X.; STAMNES, K. An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models. **Journal of Climate**, v. 6, p. 728-742, 1993.

IACONO, M. J. et al. Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate model, CCM3. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D11, p. 14873–14890, 2000. Doi:10.1029/2000JD900091.

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

JONES, P.D.; HARRIS, I. **CRU TS3.21**: Climatic Research Unit (CRU) Time-Series (TS) version 3.21 of high resolution gridded data of month-by-month variation in climate (Jan. 1901- Dec. 2012). [S.I.]: University of East Anglia Climatic Research, 2013.

KAIN, J. S.; KAIN, J. The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, p.170-181, 2004. Doi: 10.1175/1520-0450(2004)04360;0170:tkcpau62;2.0.co;2.

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, p. 2784-2802, 1990.

KAIN, J. S. Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme: the representation of cumulus convection in numerical models. **Meteorological Monograph**, v. 46, p. 165–170, 1993.

KARLSSON, K.-G. et al. **CLARA-A1**: CM SAF clouds, Albedo and radiation dataset from AVHRR data: edition 1 - monthly means, daily means, pentad means, monthly histograms. [S.I.]: Satellite Application Facility on Climate Monitoring, 2012. Disponível em: http://dx.doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/CLARA_AVHRR/V001.

KATO, S. et al. Improvements of top-of-atmosphere and surface irradiance computations with CALIPSO, CloudSat, and MODIS-derived cloud and aerosol properties. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D19209, 2011.

KRIEGLER, E. et al. A new scenario framework for climate change research: the concept of shared climate policy assumptions. **Climate Change**, v. 122, p. 401–414, 2014a.

KRISHNAMURTI, T. N. A calculation of percentage area covered by convective clouds from moisture convergence. **Journal of Applied Meteorology**, v. 7, p. 184–195, 1968. Doi:10.1175/1520-0450(1968)007<0184:ACOPAC>2.0.CO;2.

KOH, T.Y.; FONSECA, R. M. Subgrid-scale cloud-radiation feedback for the Betts–Miller–Janjić convection scheme. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, p. 989–1006, 2016.

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

LOEB, N. G. et al. Toward optimal closure of the Earth's top-of-atmosphere radiation budget. **Journal of Climate**, v. 22, p. 748–766, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2637.1>.

LOEB, N. G. et al. Observed changes in top-of-the-atmosphere radiation and upper-ocean heating consistent within uncertainty. **Nature Geoscience**, v. 5, p. 110-113, 2012. Doi:10.1038/ngeo1375.

MALKUS, J. S. On the structure of the trade wind moist layer. **Papers in Physical Oceanography and Meteorology**, v. 13, p. 1–47, 1958.

MASSON-DELMOTTE, V. et al. (Ed.). **Climate change 2021**: the physical science basis: contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2021.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, v. 44, p. 195–202, 1984.

MESINGER, F. et al. An upgraded version of Eta Model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 116, n. 3/4, p. 63-79, May 2012. Doi: 10.1007/s00703-012-0182-z.

MESINGER, F. et al. The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 1493–1518, 1988.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, p. 1791–1806, 1974.

MILLER, R. L. et al. Impact of dust radiative forcing upon climate. In: KNIPPERTZ, P.; STUU, J. B. W. (Ed.). **Mineral dust**: a key player in the Earth system. P. Berlin: Springer, 2014. p. 327-357. Doi:10.1007/978-94-017-8978-3_13.

MLAWER, E. J. et al. Development and recent evaluation of the MT_CKD model of continuum absorption. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, v. 370, p. 2520–2556, 2012. Doi:10.1098/rsta.2011.0295.

MLAWER, E. J. et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 16.663-16.682, 1997.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL (NRC). **Communicating uncertainties in weather and climate information**: a workshop summary. Washington, DC: National Academies Press, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.17226/10597>.

O'NEILL, B.C. et al. A new scenario framework for climate change research: the concept of Shared Socioeconomic Pathways. **Climate Change**, v. 122, p. 387–400, 2014.

ORTTUNG, N. **How climate change is altering Earth's cloud cover**. [S.l.]: The Christian Science Monitor, 2016.

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.

PESSACG, N. et al. The surface radiation budget over South America in a set of regional climate models from the CLARIS-LPB project. **Climate Dynamics**, v. 43, 2013. Doi: 10.1007/s00382-013-1916-4.

POSSELT, R. et al. **CM SAF surface radiation MVIRI data set 1.0**: monthly means, daily means, hourly means. [S.l.]: Satellite Application Facility on Climate Monitoring, 2011. Disponível em: http://dx.doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/RAD_MVIRI/V001.

RAMANATHAN, V. et al. Cloud-radiative forcing and climate: results from the Earth radiation budget experiment. **Science**, v. 243, p. 57–63, 1989.

RANDALL, D. et al. Breaking the cloud parameterization deadlock. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, p. 1547–1564, 2003.

RANDALL, D. A. et al. Climate models and their evaluation. In: SOLOMON, S. D. et al. (Ed.). **Climate change 2007**: the physical science basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. p. 589–662.

- RANDALL, D. A. **Atmosphere, clouds, and climate**. [S.l.]: Princeton University Press, 2012. 277 p. ISBN-13: 978-0691143750.
- SIMPSON, J.; WIGGERT, V. Models of precipitating cumulus towers. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 7, p. 471–489, 1969.
- SKAMAROCK, W. C. et al. **A description of the advanced research WRF version 3**. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2008. 113p.
- SOHN, B. J. et al. Impact of different definitions of clear-sky flux on the determination of longwave cloud radiative forcing: NICAM simulation results. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, p. 11641–11646, 2010.
- SPYROU C. et al. Radiative effects of desert dust on weather and regional climate. **Atmospherical Chemistry and Physics Discussions**, v. 13, p. 1327–1365, 2013. Doi:10.5194/acpd-13-1327-2013.
- STEPHENS, G. L. Cloud feedbacks in the climate system: a critical review. **Journal of Climate**, v. 18, p. 237–273, 2005.
- SLINGO, J. M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 113, p. 899–927, 1987.
- STENSRUD, D. J. **Parameterization schemes**: keys to understanding numerical weather prediction models. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- STOCKER, T. F. et al. Physical climate processes and feedbacks. In: HOUGHTON, J. T. et al. **Climate change 2001**: the scientific basis, contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.

TEO, C. K. et al. Scaling characteristics of modeled tropical oceanic rain clusters. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 147, p. 1055-1069, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/qj.3959>.

XIE, P. et al. **NOAA CDR program**: NOAA Climate Data Record (CDR) of CPC Morphing Technique (CMORPH) high resolution global precipitation estimates, version 1 [S.I.]: NOAA National Centers for Environmental Information, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.25921/w9va-q159>.

ZELINKA, M. D. et al. Clearing clouds of uncertainty. **Nature Climate Change**, v. 7, p. 674-678, 2017. Doi: 10.1038/nclimate3402.

ZELINKA, M. D.; HARTMANN, D. L. Why is longwave cloud feedback positive? **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D16117, 2010.

ZHANG, Y. et al. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: refinements of the radiative transfer model and the input data. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, D19105, 2004. Doi:10.1029/2003JD004457.

ZHANG, G. J. et al. Relating satellite-observed cloud properties from MODIS to meteorological conditions for marine boundary layer clouds. **Journal of Climate**, v. 23, p. 1374–1391, 2010.

ANEXO A - ARTIGO SUBMETIDO

Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society

**Quarterly Journal of the
Royal Meteorological Society**
A journal of the atmospheric sciences and physical oceanography



INCLUSION OF THE RADIATIVE EFFECT OF DEEP CONVECTIVE CLOUDS IN THE ETA MODEL SIMULATIONS

Journal:	<i>QJRMS</i>
Manuscript ID	QJ-21-0193
Wiley - Manuscript type:	Research Article
Date Submitted by the Author:	30-Jul-2021
Complete List of Authors:	Campos, Diêgo; INPE Chou, Sin Chan; INPE Bottino, Marcus; INPE Gomes, Jorge; INPE Lyra, André; INPE
Keywords:	Cumulus clouds, atmospheric radiation scheme, BMJ, RRTMG, Eta model
Country Keywords:	United States

SCHOLARONE™
Manuscripts

INCLUSION OF THE RADIATIVE EFFECT OF DEEP CONVECTIVE CLOUDS IN THE ETA MODEL SIMULATIONS

Diêgo de Andrade Campos, INPE, diego.campos@inpe.br

Sin Chan Chou, INPE, chou.chan@inpe.br

Marcus Jorge Bottino, INPE, marcus.bottino@inpe.br

Jorge Luís Gomes, INPE, jorge.gomes@inpe.br

André Lyra, INPE, andre.lyra@inpe.br

ABSTRACT

Convective clouds play an important role in the local energy budget by directly interacting with solar and terrestrial radiation. However, radiation parameterization schemes of atmospheric models generally consider clouds produced from microphysics schemes or some other grid saturation criteria. Deep convective parameterization schemes tend to rain out the convective cloud before the radiation scheme perceives its water load. This may be a source of the positive bias of the incoming solar radiation at the surface. The objective of this work is to include the effects of deep convective clouds in the radiation scheme of the regional Eta model and to evaluate the impacts on the net radiative energy and other meteorological variables. The radiation scheme is the Rapid Radiative Transfer Model. The work is developed in four stages. In the first stage, the positive bias in the incoming solar radiation was diagnosed. In the second stage, the parameters of the convective parameterization scheme were modified to increase convective precipitation. In the third stage, the parameters of the microphysics scheme were modified to increase explicit clouds. In the fourth and last stage, in addition to the previous modifications, the condensates from the convective parameterization were input to the radiation scheme. The runs were performed for a period of one summer rainy month with intense convective activity over South America. The inclusion of deep convective cloud condensates into the radiation scheme improved the cloud cover, the diurnal cycle of the surface net radiation and the 2-meter temperature. However, the reduction of the net radiation at the surface caused the reduction of the available energy for convective instability and, consequently, the reduction of the precipitation. The results show the importance of the inclusion of cumulus cloud water load in the radiative scheme for bias reduction in the radiative energy components.

Key words: Cumulus clouds, atmospheric radiation scheme, BMJ, RRTMG, Eta Model.

Nota: Artigo submetido em 30 de julho de 2021