

Amanda Rehbein

**Sistemas convectivos de mesoescala na
bacia Amazônica: clima presente e projeções
futuras em cenários de mudanças climáticas**

São Paulo

2021

Amanda Rehbein

**Sistemas convectivos de mesoescala na bacia
Amazônica: clima presente e projeções futuras em
cenários de mudanças climáticas**

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Ciências. Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Tercio Ambrizzi

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

São Paulo
2021

Dedico esta tese, fruto de muito estudo e trabalho, à minha família.

Agradecimentos

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro através dos processos 2016/10557-0 (bolsa no País) e 2018/17134-3 (BEPE).

Ao meu orientador, Prof. Dr. Tercio Ambrizzi, pela orientação, apoio e amizade ao longo destes anos.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP, pelos ensinamentos e discussões proveitosas, principalmente profa. Rosmeri, profa. Maria Assunção, profa. Rachel, prof. Hallak e prof. Edmilson.

Aos funcionários do IAG/USP, pelo apoio e suporte. Especialmente às secretárias Elisabete e Ana, ao pessoal da informática, Djalma, Sebastião e Samuel, e à Rosana pela constante ajuda com as burocracias relacionadas à prestação de contas.

Ao prof. Masaki Satoh (Satoh-sensei) pela confiança, supervisão, orientação e apoio constantes durante meu estágio de pesquisa no AORI na Universidade de Tóquio. Aos demais profs. do AORI/UT, em especial ao Niino-sensei e Inoue-sensei, pelas discussões sobre SCMs, Amazônia e NICAM. Aos colegas, pela ajuda inicial para instalar e rodar o NICAM, paciência e cuidados com a Amanda-san, em especial ao Takasuka-san, Roh-san e Takahiro-san. Ao JAMSTEC pelo constante apoio técnico e fornecimento de parte dos dados usados nesta tese, em especial ao Kodama-san e Yamada-san. À secretária Hidemi-san por todo apoio com burocracias. Às amigas que fiz: Une, Yabe, Shino e Tamaki-san.

À minha família, meu esteio, em especial aos meus pais Rogerio e Esther, minhas irmãs Jéssica e Jane, que além de tudo, me deram as melhores sobrinhas do mundo, Júlia e as pequenas cientistas, Elisa, Estela e Alice. Ao meu cunhado Fernando pelos ensinamentos de programação.

Com muito carinho, ao meu amigo, colega e namorado, Sergio; Aos meus amigos, em especial à Lívia, à Vanessa, ao Leandro, às donas Marias, à Sandra, à Iza, o Oscar e o pequeno Joaquim; às colegas de sala e amigas, Marie e Andreia e à Natália Pillar, pelos esclarecimentos de dúvidas com WRF.

Ao Alan Calheiros e ao Renato Galante Negri do CPTEC/INPE, pela constante ajuda, ensinamentos e dedicação na adaptação para o módulo de precipitação e OLR do ForTraCC.

Aos colegas e professores do GrEC pelos ensinamentos, discussões climáticas e confiança para liderar e coordenar as atividades desde 2016.

Resumo

REHBEIN, A. **Sistemas convectivos de mesoescala na bacia Amazônica: clima presente e projeções futuras em cenários de mudanças climáticas**, 2021. 136 pp. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

"Sistemas convectivos de mesoescala na bacia Amazônica: clima presente e projeções futuras em cenários de mudanças climáticas"

As mudanças climáticas são iminentes e ameaçam, entre outros, o clima e ecossistema da maior bacia hidrográfica do mundo, a bacia Amazônica. Projeções climáticas estimam que a precipitação na Amazônia será drasticamente reduzida até o final deste século, porém devido a grosseira resolução destes modelos e incertezas associadas, detalhes sobre quais sistemas precipitantes e como eles serão influenciados não são muito bem entendidos até o presente momento. Por isso, o presente estudo investiga como a ocorrência e comportamento médios dos sistemas convectivos de mesoescala (SCMs), uns dos principais sistemas causadores de precipitação na Amazônia, serão afetados com as mudanças climáticas. Simulações de longo prazo usando um modelo global de alta resolução, *Non-hydrostatic Icosahedral Model* (NICAM), e um conjunto de experimentos e protocolos, incluindo o *Coupled Model Intercomparison Project Phase 6* (CMIP6), foram utilizadas nesta investigação, bem como dados observacionais do *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM* (IMERG), *Climate Prediction Center MORPHing technique* (CMORPH), *Globally-merged, full-resolution IR data* (MERG) entre outros. Foi feita uma caracterização dos SCMs no clima presente, a qual foi utilizada na verificação das simulações numéricas. Após conhecer os vieses das simulações, os SCMs foram investigados usando as simulações de clima futuro. O NICAM representa satisfatoriamente a ocorrência e características médias dos SCMs comparado com as observações. Constatou-se uma diminuição na ocorrência de SCMs e precipitação no período de controle e que deverá persistir no clima futuro segundo as projeções do NICAM. Este padrão é claramente observado nas regiões leste e norte da bacia Amazônica, principalmente entre os meses de outubro a fevereiro. Por outro lado, entre os meses de junho a agosto, houve um aumento na precipitação e na ocorrência de SCMs na região central. A produção de precipitação na bacia Amazônica é de 56,9% usando o CMORPH e 37,4% usando o IMERG. Experimentos numéricos mostram que o incremento da resolução espacial permite uma melhor representação das características médias dos SCMs na bacia Amazônica, porém os vieses negativos na parte norte/nordeste e positivos ao sul, ainda persistem, indicando que é necessário também aprimorar outros fatores, como a representação da microfísica de nuvens.

Palavras-chave: Sistemas convectivos de mesoescala, Mudanças climáticas, bacia Amazônica, Modelagem climática de alta resolução, modelo global de resolução de nuvens, CMIP6, NICAM, HighResMIP, ForTraCC

Resumo

REHBEIN, A. **Mesoscale convective systems in the Amazon basin: present climate and future projections in climate change scenarios**, 2021. 136 pp. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

"Mesoscale convective systems in the Amazon basin: present climate and future projections in climate change scenarios"

Climate change is imminent and threatens, among others, the climate and ecosystems of the largest hydrographic basin in the world, the Amazon basin. Climatic projections estimate that precipitation in the Amazon will be drastically reduced by the end of this century. Due to the coarse resolution of these models, details on which precipitating systems and how they will be influenced are not possible to obtain. The present study investigates how the occurrence and behavior of mesoscale convective systems (MCSs), one of the most important systems that cause precipitation in the Amazon, will be affected with climate change. Long-term simulations using a global high-resolution model, the Non-hydrostatic Icosahedral Model (NICAM), and a set of experiments and protocols, including the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6), were used in this investigation, as well as observational data from the Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG), Climate Prediction Center MORPHing technique (CMORPH), Globally-merged, full-resolution IR data (MERG) among others. A characterization of the SCMs in the present climate was made, which was used in the verification of the numerical simulations. After knowing the biases of the simulations, the MCSs were investigated using future climate simulations. NICAM satisfactorily represents the occurrence and average characteristics of MCSs compared to the observations. There was a decrease in the occurrence of MCSs in the control period, which should persist in the future climate according to NICAM projections. This pattern is observed in the eastern and northern regions of the Amazon basin, mainly between October and February. On the other hand, between June and August, there was an increase in occurrence of MCSs in the central region. MCSs precipitation contribution in the Amazon basin is 56,9% using CMORPH and 37.4% using IMERG. Numerical experiments show that the increase in spatial resolution allows a better representation of the characteristics of MCSs in the Amazon basin, but the negative bias in the north/northeast and positive bias in the south, still persist, indicating that other factors are also necessary, such as the representation of microphysics of clouds.

Key-words: mesoscale convective systems, climate change, Amazon basin, high-

resolution climate model, global cloud resolving model, CMIP6, NICAM, HighResMIP,
ForTraCC

Lista de Figuras

Figura 1 – Topografia da bacia Amazônica (linha preta). Dados: <i>Open Topography Facility</i>	26
Figura 2 – Precipitação média anual (mm) na bacia Amazônica. Período: 1981 a 2010. Fonte de dados: <i>Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)</i> (SCHNEIDER et al., 2011).	27
Figura 3 – Simulação do modelo NICAM com 14 km de resolução da (a) precipitação diária acumulada (mm/dias) e (b) radiação de onda longa média (ROL; W/m^2) para o dia 01/01/2005.	41
Figura 4 – (a)-(c) Temperatura de brilho ($^{\circ}C$), (d)-(f) precipitação (mm/h) do IMERG, (g)-(i) precipitação (mm/h) do CMORPH nas fases de gênese (a, d, g), maturação (b, e, h) e dissipação (c, f, i) de um SCM ocorrido entre 19 e 20 de julho de 2015 próximo às estações do GoAmazon2014/5. O horário de cada fase é indicado na legenda de cada figura. Apenas $Tbs < 0^{\circ}C$ e precipitações acima de 1 mm são apresentadas. Os pontos pretos indicam o centro geométrico do SCM rastreado usando temperatura de brilho e os pontos azuis, usando precipitação. O círculo ao redor dos pontos indica a posição em que o SCM se encontra em cada fase.	53
Figura 5 – Clusters (aglomerados de pixels) gerados pelo ForTraCC na identificação dos SCMs (sombreado em vermelho), usando dados de (a)-(c) temperatura de brilho; (d)-(f) precipitação do IMERG; (g)-(i) precipitação do CMORPH nas fases de gênese (a, d, g), maturação (b, e, h) e dissipação (c, f, i) de um SCM ocorrido entre 19 e 20 de julho de 2015 próximo às estações do GoAmazon2014/5. O horário de cada fase é indicado na legenda de cada figura. Os pontos pretos indicam o centro geométrico do SCM rastreado usando temperatura de brilho e os pontos azuis, usando precipitação. O círculo ao redor dos pontos indica a posição em que o SCM se encontra em cada fase. Apenas os clusters do SCM em questão são apresentados. . .	54
Figura 6 – Distribuição das áreas dos SCMs de (a) curta e (b) longa duração, de acordo com o a fonte de dados. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).	54
Figura 7 – Ocorrência anual de SCMs na bacia Amazônica (linha com círculos fechados), regressão local (linha suavizada) e intervalo de confiança de 95% (sombreado) usando Tb (verde), IMERG (laranjado) e CMORPH (roxo).	56

Figura 8 – Frequência de ocorrência por tempo de duração dos SCMs identifi- cados com (a) Tb, (b) IMERG e (c) CMORPH. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG). Os tempos de duração foram limitados entre 3 e 50 horas.	57
Figura 9 – Distribuição horária da (a) gênese, (b) maturação e (c) dissipação dos SCMs identificados usando CMORPH (linha verde), IMERG (linha laranja) e Tb (linha roxa). Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).	58
Figura 10 – Ocorrências médias mensais e desvios padrão dos SCMs usando CMORPH (linha verde), IMERG (linha laranja) e Tb (linha roxa). Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG). . . .	59
Figura 11 – Densidade média sazonal dos centros geométricos (CG) dos SCMs identificados usando Tb (a, d, g, j), IMERG (b, e, h, k) e CMORPH (c, f, i, l). As médias foram computadas para os trimestres dezembro- janeiro-fevereiro (DJF), março-abril-maio (MAM), junho-julho-agosto (JJA), setembro-outubro-novembro (SON). Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).	60
Figura 12 – Distribuição das áreas (10^3 km^2) dos SCMs de acordo com o ciclo de vida (curta duração ou longa duração) e fases (a) gênese, (b) matu- ração e (c) dissipação e tipo de dado: Tb (verde), IMERG (laranja) e CMORPH (roxo). Os valores foram limitados até $15 \times 10^3 \text{ km}^2$ nas fases de gênese e dissipação, e até $60 \times 10^3 \text{ km}^2$ no período da maturação. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).	61
Figura 13 – Frequência de ocorrência (%) das taxas de precipitação média (mm/h) em cada fase do ciclo de vida dos SCMs nas estações chuvosa (linhas inteiras) e seca (linhas tracejadas) usando IMERG. Período: 2001-2013.	62
Figura 14 – Distribuição horária da frequência relativa de todos os momentos do ciclo de vida dos SCMs obtidos com IMERG (círculos azuis fecha- dos), CMORPH (círculos vermelhos fechados) e Tb (círculos pretos fechados) e precipitação média horária usando dados do IMERG (tri- ângulos azuis abertos) e CMORPH (triângulos vermelhos abertos) ao longo de toda a bacia Amazônica. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).	63

Figura 15 – (a) e (d) Precipitação média anual associada aos SCMs (mm/ano), (b) e (e) precipitação média anual (mm/ano) e, (c) e (f) proporção de precipitação causada pelos SCMs (%) para IMERG e CMORPH, respectivamente. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).	64
Figura 16 – (a) Taxa de precipitação (mm/h), (b) pressão atmosférica (hPa), (c) temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), (d) umidade relativa (%), (e) velocidade do vento (m/s) e (f) direção do vento ($^{\circ}$) nos estação T0a (ATTO) em diferentes alturas, conforme indicado nas legendas. Médias computadas para meia hora entre os dias 27 e 28 de maio de 2014 durante a ocorrência de um SCM. A área sombreada indica tempo de vida do SCM e as linhas vermelhas verticais indicam os horários em que o SCM passou pelo estação T0a. O dossel das árvores neste estação fica abaixo de 37,5 m. O pluviômetro e o barômetro estavam a 81,3 m e 31,0 m de altura, respectivamente. Adaptada de Rehbein et al. (2019).	66
Figura 17 – Densidade média dos centros geométricos (CG) dos SCMs ocorridos durante (a), (d) e (g) o GoAmazon2014/5, (b), (e) e (h) período de referência e (c), (f) e (i) diferença entre GoAmazon2014/5 e o período de referência, usando os dados de (a)-(c) Tb, (d)-(f) IMERG e (g)-(i) CMORPH. As regiões enlaçadas em preto são estatisticamente significativas ao nível de 95%. Período de referência: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).	67
Figura 18 – Anomalias de (a) pressão ao nível médio do mar (PNMM; hPa; contornos) e temperatura na superfície do mar e temperatura à 2 m sobre os continentes (K; sombreado) e (b) velocidade vertical em 500 hPa (ω ; Pa/s; sombreado) e umidade específica em 850 hPa (q ; 10^3g/kg ; contornos) durante o GoAmazon2014/5. Período de referência: 2000-2013. Dados: ERA-Interim (DEE et al., 2011). Adaptado de Rehbein et al. (2019)	69
Figura 21 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (GPCC), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE no período de 2000 a 2010.	74
Figura 22 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (GPCC), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE. Período: 1950 a 1960.	75
Figura 23 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (GPCC), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE na bacia Amazônica. Período: 2000 a 2010.	76

Figura 24 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (GPCC), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE na bacia Amazônica. Período: 1950 a 1960.	77
Figura 25 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (IMERG), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE na bacia Amazônica. Período: 2001 a 2010.	78
Figura 26 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (CMORPH), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE na bacia Amazônica. Período: 2000 a 2010.	79
Figura 27 – Precipitação média (mm/dia) do GPCC no período (a) 2000-2010, (b) 1950-1960, e (c) diferença entre (a) e (b) sobre a bacia Amazônica. Os contornos pretos indicam regiões estatisticamente significativas ao nível de 95%.	80
Figura 28 – Precipitação média (mm/dia) do NICAM no período (a) 2000-2010, (b) 1950-1960, e (c) diferença entre (a) e (b) sobre a bacia Amazônica. Os contornos pretos indicam regiões estatisticamente significativas ao nível de 95%.	80
Figura 29 – (a) Precipitação média (mm/dia) do NICAM no período 2040-2050, (b) diferença entre 2040-2050 e 2000-2010 e, (c) diferença entre 2040-2050 e 1950-1960 sobre a bacia Amazônica. Os contornos pretos indicam regiões estatisticamente significativas ao nível de 95%. 81	81
Figura 30 – Ocorrências anual dos SCMs encontrados na bacia Amazônica usando simulações de precipitação do NICAM (linha com círculos fechados), regressão local (linha suavizada) e intervalo de confiança de 95% (sombreado) nos períodos 1950-1960 (verde), 2000-2010 (laranja) e 2040-2050 (roxo).	84
Figura 31 – Frequência de ocorrência por tempo de duração dos SCMs identificados usando simulações de precipitação do NICAM nos períodos (a) 1950-1960, (b) 2000-2010 e (c) 2040-2050. Os tempos de duração foram limitados entre 3 e 50 horas.	84
Figura 32 – Distribuição horária da (a) gênese, (b) maturação e (c) dissipação dos SCMs identificados usando dados de precipitação do NICAM nos períodos 1950-1960 (verde), 2000-2010 (laranja) e 2040-2050 (roxo).	86
Figura 33 – Ocorrências médias mensais e desvios padrão dos SCMs identificados com as simulações de precipitação do NICAM nos períodos 1950-1960 (verde), 2000-2010 (laranja) e 2040-2050 (roxo).	87

Figura 34 – Densidade média sazonal dos centros geométricos (CG) dos SCMs identificados usando simulações de precipitação do NICAM nos períodos 1950-1960 (a, d, g, j), 2000-2010 (b, e, h, k) e 2040-2050 (c, f, i, l).	88
Figura 35 – Diferença das densidades médias sazonais dos centros geométricos (CG) dos SCMs identificados usando simulações de precipitação do NICAM entre os períodos 2000-2010 e 1950-1960 (a, d, g, j), 2040-2050 e 1950-1950 (b, e, h, k), 2040-2050 e 2000-2010 (c, f, i, l). As regiões enlaçadas em preto são estatisticamente significativas ao nível de 95%.	89
Figura 36 – Distribuição das áreas (10^3 km^2) dos SCMs identificados usando as simulações de precipitação do NICAM de acordo com o ciclo de vida (curta duração ou longa duração) e fases (a) gênese, (b) maturação e (c) dissipação para os períodos 1950-1960 (verde), 2000-2010 (laranja) e 2040-2050 (roxo).	90
Figura 37 – Frequência de ocorrência (%) das taxas de precipitação média (mm/h) em cada fase do ciclo de vida dos SCMs nas estações chuvosa (linhas inteiras) e seca (linhas tracejadas) de acordo com o período.	90
Figura 38 – Distribuição mensal das ocorrências de SCM obtidos com as simulações de precipitação do NICAM nos períodos 1950-1960 (rosa), 2000-2010 (verde) e 2040-2050 (azul). As linhas brancas verticais indicam as médias das distribuições. O p-valor é indicado para os casos de significância estatística maiores que 95%.	91
Figura 39 – Grade variável do modelo NICAM com fator de divisão 2, com (a) maior resolução (7 km) sobre a bacia Amazônica e (b) menor resolução (28 km) sobre a região oposta, sobre o continente marítimo.	120
Figura 40 – ROL (W/m^2) (a) simulada pelo NICAM usando grade uniforme e (b) observada usando CERES. Os dados do CERES foram interpolados para a grade de 14 km.	120
Figura 41 – ROL (W/m^2) simulada pelo NICAM usando a grade uniforme com 14 km de resolução (painéis à esquerda), grade variável (painéis no centro) e observada usando CERES (painéis à direita) para os dias (a)-(c) 01/12/2011 às 2200 UTC (após 3 dias de <i>spin-up</i>), (d)-(f) 03/12/2011 às 0100 UTC e (g)-(i) 06/12/2011 às 1600 UTC. Os dados do CERES foram interpolados para a grade de 14 km.	122
Figura 42 – ROL (W/m^2) média (a) simulada pelo NICAM usando grade uniforme, (b) observada usando CERES e (c) diferença entre (a) e (b) no período de 01/12/2011 a 16/01/2012. Os dados do CERES foram interpolados para a grade de 14 km.	123

Figura 43 – ROL (W/m^2) média (a) simulada pelo NICAM usando grade variável, (b) observada usando CERES e, (c) diferença entre (a) e (b) no período de 01/12/2011 a 16/12/2011. Os dados do CERES foram interpolados para a grade de 7 km.	123
Figura 44 – Domínios 1 (retângulo externo), 2 (retângulo intermediário) e 3 (retângulo interno) utilizados nas simulações com o modelo WRF e topografia (sombreado) em metros.	124
Figura 45 – Precipitação (mm/mês) (a) simulada usando o modelo WRF domínio 1, (b) precipitação observada usando o NOAA <i>Climate Prediction Center</i> (CPC) e (c) diferença entre (a) e (b) para fevereiro de 2000.	126
Figura 46 – Precipitação (mm/mês) (a) simulada usando o modelo WRF domínio 3, (b) precipitação observada usando o NOAA <i>Climate Prediction Center</i> (CPC) e (c) diferença entre (a) e (b) para fevereiro de 2000.	126
Figura 47 – Precipitação observada (GPCC) e simulada pelo NICAM com o nível de grade 9 (14 km; painel superior), 10 (7 km; painel central) e 11 (3,5 km; painel inferior) para o período de junho de 2004 a maio de 2005. Fonte: Dr. Yohei Yamanda (abril de 2019, comunicação pessoal), baseado em Noda et al. (2010).	129
Figura 48 – Viés da precipitação média anual (mm/mês) do experimento NICAM AMIP comparado aos dados do CPC para o período de 1976-2008. Noda et al. (2010).	131
Figura 49 – Porcentagem cumulativa (%) de (a) Tb observada e (b) ROL simulada pelo experimento NICAM AMIP calculadas sobre a caixa vermelha no mapa em (c) para o período de 2000 a 2008. As setas coloridas indicam os respectivos valores de Tb e de ROL.	132
Figura 50 – Número de “famílias” ou sistemas convectivos obtidos com o ForTraCC e após cada filtragem do <i>percolator</i>	136

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Período, fonte de dados e características gerais dos dados observados e simulados utilizados no presente trabalho.	37
Tabela 2 – Esquemas físicos usados nas simulações do NICAM.	43
Tabela 3 – Parâmetros e limiares de intensidade utilizados na identificação e rastreamento dos SCMs. A Tb está indicada para fins de comparação (REHBEIN; AMBRIZZI; MECHOSO, 2017).	46
Tabela 4 – Principais características médias dos SCMs de acordo com o tipo de dado usado para sua identificação. Desvios padrões estão entre parênteses.	56
Tabela 5 – Principais características médias dos SCMs de acordo com o período de simulação do experimento NICAM HighResMIP. Desvios padrões estão entre parênteses.	83
Tabela 6 – Parametrizações físicas utilizadas nas simulações usando o modelo WRF versão 4.1 e respectivas referências.	125
Tabela 7 – Principais características médias dos SCMs obtidos com as simulação do experimento WRF no domínio 3 para fevereiro de 2000. Desvios padrões estão entre parênteses.	127
Tabela 8 – Principais características médias dos SCMs obtidos com o experimento NICAM resoluções variáveis com diferentes níveis de divisão de grade. Desvios padrões estão entre parênteses.	130
Tabela 9 – Principais características médias dos SCMs de acordo com o período de simulação do experimento NICAM AMIP usando dados de precipitação e ROL para o período de 2000 a 2008. Desvios padrões estão entre parênteses.	132

Lista de abreviações e acrônimos

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
AORI	Atmosphere and Ocean Research Institute
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CG	Centro geométrico
CGs	Centros geométricos
CMIP5	Climate Model Intercomparison Project Number 5
CMIP6	Climate Model Intercomparison Project Number 6
CMORPH	Climate Prediction Center MORPHing technique
CPC	NOAA Climate Prediction Center
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
ForTraCC	Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters
GCRM	Global Cloud-Resolving Model
gl	<i>grid level</i>
GoAmazon2014/5	Green Ocean Amazon 2014/2015
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
JAMSTEC	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
HighResMIP	High-Resolution Model Intercomparison Project
IMERG	Integrated Multi-satellitE Retrievals for Global Precipitation Measurement Mission (GPM)
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change

JJA	Junho-Julho-Agosto
LI	Linha de Instabilidade
LIs	Linhas de Instabilidade
MAE	Mean Absolute Error
MAM	Março-Abril-Maio
MATSIRO	Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff
MCGs	Modelos de Circulação Geral
ME	Mean Error
MIROC	Model for Interdisciplinary Research on Climate
MPAS-CAM	Model for Prediction Across Scales - Community Atmosphere Model
MSE	Mean Square Error
NICAM	Nonhydrostatic Icosaedral Atmospheric Model
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SCMs	Sistemas Convectivos de Mesoescala
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
RMSE	Root Mean Square Error
RIKEN	RIKEN Advanced Institute for Computational Science
ROL	Radiação de Onda Longa
SON	Setembro-Outubro-Novembro
Tb	Temperatura de brilho
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura na Superfície do Mar
UT	Universidade de Tóquio
UTC	Coordinated Universal Time
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
WCRP	The World Climate Research Programme
WRF	Weather Research and Forecasting Model

Sumário

1	INTRODUÇÃO	23
1.1	Objetivo geral	24
1.2	Objetivos específicos	24
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
2.1	Bacia Amazônica: aspectos gerais e clima presente	25
2.2	Bacia Amazônica no contexto das mudanças climáticas	28
2.3	Sistemas convectivos de mesoescala (SCMs)	29
2.3.1	SCMs na bacia Amazônica	31
2.3.1.1	Estudos observacionais	31
2.3.1.2	Estudos numéricos	34
2.3.2	Impacto das mudanças climáticas na ocorrência de SCMs	35
3	DADOS E METODOLOGIA	37
3.1	Área de estudo	37
3.2	Dados	37
3.2.1	Dados observacionais	37
3.2.1.1	Identificação e rastreamento de SCMs	37
3.2.1.2	Outras análises e verificação das simulações	39
3.2.2	Dados experimentais	40
3.3	Identificação e rastreamento de SCMs	43
3.3.1	Descrição do algoritmo utilizado para identificar e rastrear SCMs	43
3.3.2	Definição dos SCMs	45
3.3.2.1	Limiar de tamanho ou área dos SCMs	45
3.3.2.2	Limiar de intensidade dos SCMs	46
3.3.2.3	Seleção e classificação dos SCMs	46
3.3.2.4	Validação da identificação e rastreamento dos SCMs	48
3.4	Verificação dos experimentos numéricos	48
3.5	Testes de significância estatística	49
4	RESULTADOS	51
4.1	SCMs observados no clima presente e impactos associados	51
4.1.1	Avaliação da identificação de SCMs usando estimativas de precipitação	51
4.1.2	Características gerais dos SCMs no clima presente	55
4.1.3	Impactos dos SCMs na precipitação da bacia Amazônica	62

4.1.4	Impactos dos SCMs em outras variáveis meteorológicas: estudos de casos	64
4.1.5	Variabilidade interanual na ocorrência de SCMs	65
4.1.6	Conclusões parciais	69
4.2	Verificação das simulações de precipitação	73
4.2.1	Análise das métricas de verificação	73
4.2.2	Comparações dos períodos 2000-2010 e 1950-1960	73
4.2.3	Comparações das simulações dos climas futuro e presente	80
4.2.4	Conclusões parciais	81
4.3	Simulações numéricas dos SCMs	83
4.3.1	SCMs simulados no clima presente	83
4.3.2	SCMs simulados no clima futuro	88
4.3.3	Conclusões parciais	92
5	CONCLUSÕES FINAIS	95
6	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	99
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101
	 APÊNDICE	 117
	APÊNDICE A – OUTROS EXPERIMENTOS NUMÉRICOS	119
A.1	NICAM: grades uniforme e variável	119
A.1.1	Descrição do experimento	119
A.1.2	Resultados	120
A.1.3	Conclusões parciais	121
A.2	Simulações com modelo regional WRF	123
A.2.1	Descrição do experimento	123
A.2.2	Resultados	126
A.2.3	Conclusões parciais	127
A.3	NICAM: resoluções variáveis	128
A.3.1	Descrição do experimento	128
A.3.2	Resultados	128
A.3.2.1	Conclusões parciais	130
A.4	NICAM AMIP	130
A.4.1	Descrição do experimento	130
A.4.2	Resultados	131
A.4.3	Conclusões parciais	133

APÊNDICE B – FILTRAGEM	135
---	------------

1 Introdução

A bacia Amazônica é um complexo território de importância global, com uma área de 6.110.000 km² segundo a Agência Nacional das Águas (ANA, 2014). O clima da região tem impacto local e regional e a precipitação ocorrida nela é um dos elementos considerados como parte essencial do ambiente terrestre (MARENGO; NOBRE, 2009). Os sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) são um dos principais mecanismos geradores dessa precipitação na região Amazônica (SATYAMURTY; NOBRE; Silva Dias, 1998). Eles são constituídos por aglomerados de nuvens convectivas organizadas no tempo e espaço dentro da escala meteorológica meso- β e algumas vezes meso- α (ORLANSKI, 1975). Devido à sua constituição e organização, os SCMs são capazes de gerar grandes quantidades de precipitação e eventos severos de tempo em diferentes partes do globo (HOUZE, 2004). Além disso, eles são responsáveis por transferências verticais de energia da baixa para alta troposfera (HARTMANN; HENDON; HOUZE, 1984; MACHADO, 2000).

Apesar da extensa literatura sobre a ocorrência e características médias dos SCMs ao redor do globo (FUJITA, 1955; LEARY; HOUZE, 1979; VELASCO; FRITSCH, 1987; MOHR; ZIPSER, 1996; MATHON; LAURENT, 2001; MATHON; LAURENT; LABEL, 2002; MOREL; SENESI, 2002; CHUDA; NIINO, 2005; HOUZE, 2018, entre vários outros) e sobre a Amazônia (COHEN, 1989; GRECO et al., 1990; GRECO et al., 1994; GARSTANG et al., 1994; COHEN; SILVA DIAS; NOBRE, 1995; MACHADO et al., 1998; MACHADO, 2000; ??; LAURENT et al., 2002; PEREIRA FILHO et al., 2015; REHBEIN; AMBRIZZI; MECHOSO, 2017, entre outros), investigações sobre sua variabilidade climática e projeções futuras, apesar de muito importantes, ainda estão em fase inicial (HOUZE, 2018).

Além disso, embora haja uma compreensão cada vez melhor dos padrões projetados de precipitação nos relatórios do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), ainda há muita incerteza em relação às possíveis mudanças na precipitação em escala regional (NOBRE; SAMPAIO; SALAZAR, 2007; AMBRIZZI et al., 2019), a qual inclui os SCMs. Medvigy, Walko e Avissar (2011) e Marengo (2014) explicam que as baixas resoluções usadas pelos modelos de circulação geral (MCGs) somente resolvem fenômenos meteorológicos com comprimento de onda algumas dezenas ou centenas de quilômetros, conferindo incertezas aos resultados obtidos em suas simulações. Há uma ampla ocorrência de circulações de mesoescala ao longo de toda a bacia Amazônica, tais como brisa marítima, brisa fluvial, circulação vale montanha, etc, os quais têm papel importante na precipitação e nas temperaturas da região.

Deste modo, é importante entendermos: como serão a ocorrência e o comportamento médios dos SCMs sobre a bacia Amazônica em cenário de mudanças climáticas? Estes sistemas sofreriam aumento, redução ou permaneceriam aproximadamente constantes? Sua intensidade aumentaria, diminuiria ou seria a mesma observada no presente?

1.1 Objetivo geral

Investigar a ocorrência e comportamento médios dos SCMs sobre a bacia Amazônica em cenários de mudanças climáticas.

1.2 Objetivos específicos

Para atingir o objetivo principal, os seguintes objetivos específicos foram delineados:

- Identificar e rastrear SCMs no clima presente usando dados observacionais de precipitação, comparando-os com aqueles encontrados por Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017) que usaram dados de temperatura de brilho;
- Identificar a proporção de precipitação que está relacionada com a ocorrência de SCMs sobre a bacia Amazônica, bem como suas relações espaciais e temporais;
- Identificar as causas da diminuição da ocorrência de SCMs a partir do ano 2013 sobre a bacia Amazônica observadas por Rehbein (2016);
- Comparar experimentos numéricos com diferentes configurações espaciais;
- Identificar e rastrear os SCMs obtidos com simulações numéricas, comparando-os com os SCMs de dados observacionais;
- Analisar as projeções futuras de mudanças climáticas, comparando os resultados das simulações do futuro com os resultados das simulações para o período histórico.

2 Revisão bibliográfica

2.1 Bacia Amazônica: aspectos gerais e clima presente

A bacia Amazônica (Fig. 1) é uma complexa região hidrográfica que drena inúmeros córregos e centenas de rios caudalosos ao longo de 6.110.000 km² (ANA, 2014). Ela está localizada no norte da América do Sul, ocupando cerca de 34% do seu território e distribuindo-se em 9 países: Brasil (63%), Peru (17%), Bolívia (11%), Colômbia (5,8%), Equador (2,2%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,2%). A bacia Amazônica é circundada pelo Escudo das Guianas a norte, cordilheira dos Andes a oeste e sudoeste e planalto Central na parte sudeste. O rio Amazonas, que dá o nome à bacia, é o mais caudaloso do mundo (ANA, 2019) com uma descarga anual equivalente a cerca de 18% de toda a água doce despejada nos oceanos no mundo (MARENGO; NOBRE, 2009) e o segundo maior em extensão (o rio Nilo é o mais extenso com 6695 km), percorrendo 6570 km (ANA, 2019) desde os Andes peruanos até a foz do rio Amazonas no norte do Brasil.

Comparavelmente à abundância das águas amazônicas, é a quantidade de espécies animais e vegetais que são abrigados neste rico e inigualável ecossistema. Seu funcionamento depende fundamentalmente do balanço entre o clima e a vegetação locais, onde as variáveis precipitação, vazão dos rios e temperatura do ar são consideradas elementos vitais (MARENGO; NOBRE, 2009). Fisch, Marengo e Nobre (1998) explicam que a análise da precipitação em regiões tropicais é fundamental para estudos climáticos devido ao seu impacto no comportamento de outras variáveis, por exemplo, na temperatura e na umidade relativa. Anualmente, a precipitação na bacia Amazônica é em torno de 2200 mm, podendo atingir valores bem maiores, como na porção norte (Fig. 2)¹. Ela é gerada principalmente pela convecção diurna (HOREL; HAHMANN; GEISLER, 1989; MACHADO et al., 1998; SATYAMURTY; NOBRE; SILVA DIAS, 1998; MACHADO; LAURENT; LIMA, 2002, entre outros), podendo ser isolada ou em forma de aglomerados convectivos, que eventualmente podem se desenvolver até formarem um grande sistema convectivo de mesoescala (SCM).

Desta forma, há uma variabilidade espacial e temporal da precipitação na bacia Amazônica, a qual tem sido estudada ao longo dos últimos anos. Horel, Hahmann e Geisler (1989), por exemplo, investigaram a atividade convectiva e mostraram que ela se desloca desde a região tropical do hemisfério norte para a Amazônia a partir do norte/noroeste dessa região no final da primavera, se estabelecendo sobre toda a bacia

¹ Período de referência: 1981-2010. Dados: GPCCv2018 (Global Precipitation Climatology Centre).

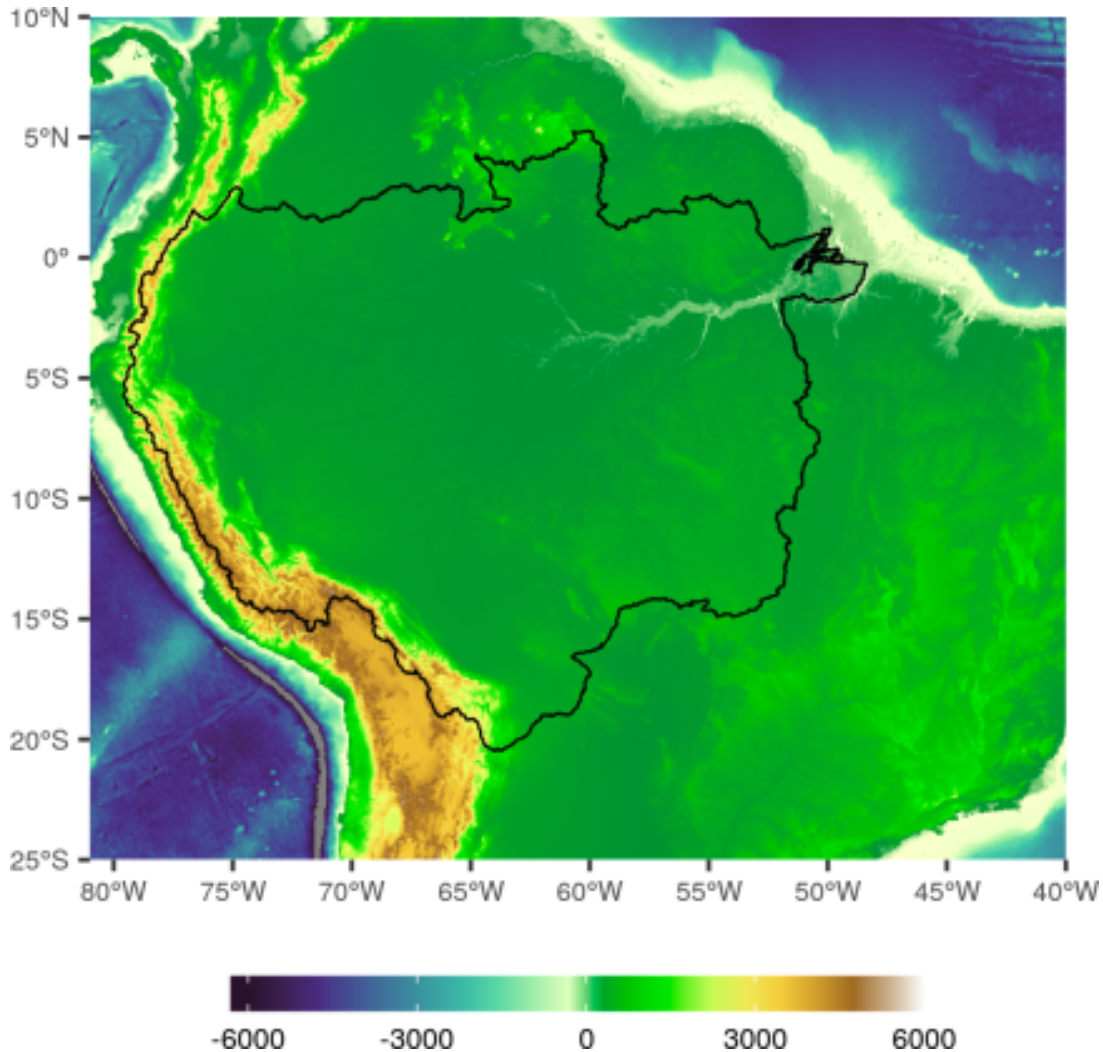


Figura 1 – Topografia da bacia Amazônica (linha preta). Dados: *Open Topography Facility*.

durante o verão austral, e retornando para o hemisfério norte após aproximadamente 5 meses. Este comportamento da convecção é dirigido pelo intenso aquecimento radiativo da superfície devido a maior incidência solar no hemisfério de verão (HOREL; HAHMANN; GEISLER, 1989). Desta forma, há um favorecimento da convecção durante o verão austral sobre a Amazônia e região Centro-Oeste do Brasil, que somados a maior disponibilidade de umidade devido ao seu transporte pelos alísios desde o oceano Atlântico Tropical (SATYAMURTY; COSTA; MANZI, 2012; DRUMOND et al., 2014), geram precipitação abundante nessas regiões. Também é nesta época que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atinge sua posição mais ao sul (HASTENRATH; LAMB, 1977 apud UVO et al., 1998). Além disso, o calor latente liberado pela farta convecção auxilia o desenvolvimento e determina a posição da Alta da Bolívia em altos níveis (SILVA DIAS; SCHUBERT; DEMARIA, 1983; SILVA DIAS; BONATTI; KOUSKY, 1987). Da mesma forma, Zhou e Lau (1998) descrevem um cavado também em altos níveis corrente abaixo (à leste) da Alta da Bolívia, com centro localizado aproxima-

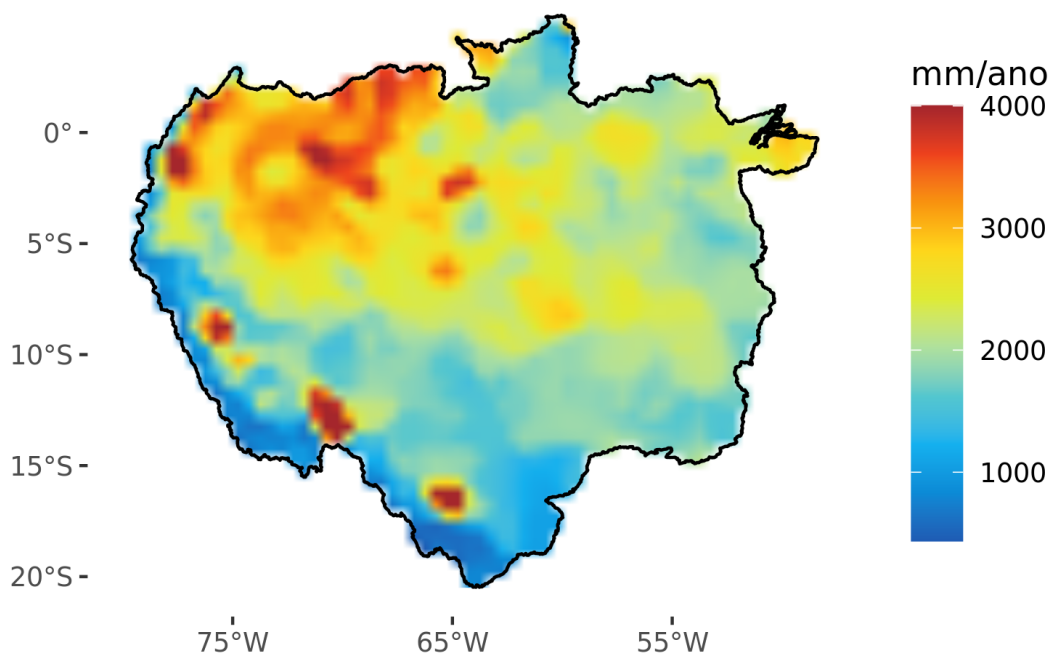


Figura 2 – Precipitação média anual (mm) na bacia Amazônica. Período: 1981 a 2010. Fonte de dados: *Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)* (SCHNEIDER et al., 2011).

mente sobre o Nordeste brasileiro. Em baixos níveis, o maior transporte de umidade dos ventos alísios provenientes do oceano Atlântico Tropical em direção ao continente Sul-Americano, passa pela bacia Amazônia e é desviado nos Andes em direção ao sul do continente. Com o auxílio de frentes frias, a convecção na porção central da América do Sul é organizada formando bandas de nebulosidade que se estendem desde o oeste da Amazônia, passando pelo Centro-Oeste e Sudeste do Brasil até o oceano Atlântico, conhecida como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992). Estes elementos fazem parte do sistema de monções da América do Sul e regem seu clima, conferindo à Amazônia, um período seco (entre maio a setembro) e outro chuvoso (novembro a março), com um relativamente breve período de transição entre as duas estações.

Padrões de maior escala também influenciam o regime de precipitação na bacia Amazônica. Os impactos do El Niño-Oscilação Sul (ENOS), por exemplo, foram explorados por diversos autores e são percebidos principalmente na porção leste da bacia, com redução na precipitação durante a fase positiva da oscilação (El Niño) e aumento da precipitação durante a fase negativa (La Niña) (ACEITUNO, 1988; RONCHAIL et al., 2002; AMBRIZZI; SOUZA; PULWARTY, 2004; MARENGO et al., 2008; MARENGO; ESPINOZA, 2016, entre outros) devido a atuação do ramo descendente da célula

direta de Walker sobre a região (AMBRIZZI; SOUZA; PULWARTY, 2004). Além disso, anomalias positivas de TSM no oceano Atlântico Tropical Norte reduzem a precipitação na bacia Amazônica, devido ao menor transporte de umidade associado aos alísios enfraquecidos (LIEBMANN; MARENGO, 2001; MARENGO et al., 2008; MARENGO et al., 2008). Portanto, convecção diurna, posicionamento da ZCIT, monções e variabilidade interanual forçada por anomalias de TSM são alguns dos principais moduladores de precipitação na bacia Amazônica no clima atual em diferentes escalas temporais e espaciais e que ocorrem naturalmente.

2.2 Bacia Amazônica no contexto das mudanças climáticas

Mudança climática é a mudança no clima que pode ser identificada por alterações na média e/ou na variabilidade de suas propriedades e que persiste por um período prolongado, tipicamente décadas ou mais (IPCC, 2013). Desde o final do período pré-industrial os níveis de CO₂ na atmosfera estão aumentando gradualmente e, hoje, ultrapassam 400 ppm, um valor histórico (comparado aos últimos 800.000 anos) (LÜTHI et al., 2008). Acompanhando este aumento, a temperatura média do Planeta aumentou cerca de 1°C. Eventos extremos têm sido registrados com maior frequência e intensidade ao redor do mundo. Por exemplo: ondas de calor na Europa e Estados Unidos da América, estiagem no Sudeste brasileiro durante a estação chuvosa de 2013/2014 (COELHO et al., 2015; SETH; FERNANDES; CAMARGO, 2015) ou excesso de chuvas e tempestades severas durante a estação seca (REHBEIN et al., 2018), estiagens na Amazônia em 2005, 2010 e 2016 (MARENGO et al., 2008; MARENGO et al., 2008; MARENGO; ESPINOZA, 2016) e a mais intensa estiagem no Nordeste do Brasil com sete anos de duração (MARENGO et al., 2015; MARENGO et al., 2018). Estando ou não associados às mudanças climáticas, estes eventos tendem a ser mais frequentes e mais intensos à medida que a temperatura média global aumente (AMBRIZZI et al., 2007; IPCC, 2013; AVILA-DIAZ et al., 2020, entre outros).

Apesar da compreensão cada vez melhor dos padrões projetados de precipitação, ainda há muita incerteza em relação às possíveis mudanças na precipitação pluviométrica em escala regional (NOBRE; SAMPAIO; SALAZAR, 2007; AMBRIZZI et al., 2019). Na região Amazônica fenômenos como linhas de instabilidade, células convectivas, efeitos de brisa e de topografia são alguns eventos meteorológicos dessa escala regional. Simulações com modelos climáticos regionais sobre a Amazônia mostram que o desmatamento nesta região não implicaria na redução de precipitação generalizada e que, inclusive, poderia ocorrer o aumento da precipitação em algumas pequenas regiões desmatadas (GANDU; COHEN; SOUZA, 2004; COHEN et al.,

2007). Isso seria possível através de efeitos de brisa local, as quais seriam geradas por gradientes térmicos devido à heterogeneidade de terreno/vegetação. Assim, o ar úmido, partindo da floresta, convergiria para a área desmatada e sofreria movimentos ascendentes, facilitando a formação de nuvens e chuva nessas regiões.

Alguns estudos simularam um desmatamento em grande escala na bacia Amazônica na tentativa de entender o clima futuro daquela região usando MCGs (DICKINSON; HENDERSON-SELLERS, 1988; NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991; COSTA; FOLEY, 2000; SAMPAIO et al., 2007; SALAZAR; NOBRE; OYAMA, 2007, entre outros). A maioria destes trabalhos aponta para um clima mais seco e quente sobre as partes desmatadas. Isto ocorreria devido à diminuição da cobertura vegetal de florestas que funciona como um regulador térmico e a consequente redução da evapotranspiração, uma fonte de vapor d'água na atmosfera, o que, por si só, apresenta uma grande ameaça ao clima atual e ecossistemas da Amazônia. Também há indicações de que até o final do século 21 a floresta Amazônica poderá ser substituída por vegetações típicas de savanas, caso ocorra concentrações de gás carbônico (CO₂) atingindo o nível de 860 ppm em 2100; (SALAZAR; NOBRE; OYAMA, 2007). Neste caso, a temperatura prevista para a região seria entre 2°C a 6°C acima da normal climatológica, o que elevaria os níveis de evapotranspiração e, conseqüentemente, reduziria a umidade do solo.

Medvigy, Walko e Avissar (2011), Marengo (2014), Ambrizzi et al. (2019), entre outros, explicam que as baixas resoluções usadas por GCMs, os quais resolvem fenômenos meteorológicos com comprimento de onda acima de 100 km, conferem incertezas aos resultados obtidos em suas simulações. Uma das possíveis razões é a ampla ocorrência de circulações de mesoescala ao longo de toda a bacia Amazônica, tais como brisa marítima, brisa fluvial, circulação vale montanha, etc, as quais têm papel importante na precipitação e nas temperaturas da região, e que não são representadas pelos GCMs.

2.3 Sistemas convectivos de mesoescala (SCMs)

SCMs são aglomerados de tempestades convectivas que se organizam na escala meteorológica mesoescala (ORLANSKI, 1975), através da interação com o ambiente criado por eles e o ambiente ao seu redor (MACGORMAN; RUST, 1998). O ambiente criado pelos SCMs, consiste basicamente em movimentos ascendentes intensos desde a baixa troposfera, passando pelo interior das nuvens, até a alta troposfera, onde geram divergência, e pelos movimentos subsidentes causadores de regiões de ar frio na baixa troposfera até a superfície logo abaixo do SCM, conhecidas como piscinas frias (HOUZE, 1993; MACGORMAN; RUST, 1998; HOUZE, 2004), as quais

impulsionam o ar adjacente à formarem os movimentos ascendentes anteriormente mencionados. Por outro lado, o ambiente ao redor do SCM se refere à grande região onde os SCMs estão embebidos, ou seja, uma região favorável à convecção, com abundância de ar quente e úmido (MADDOX, 1983; HOUZE, 2004; SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007; SAKAMOTO, 2009, entre outros).

Devido à sua constituição e organização, os SCMs impactam a circulação global e ciclo da água, sendo capazes de gerar grandes quantidades de precipitação e produzem eventos severos de tempo ao redor do mundo (HOUZE, 2004; HOUZE, 2018). Alguns exemplos de precipitação associada a esses sistemas são na região central do Sahel, África, onde 90% da precipitação anual é proveniente de SCMs (D'AMATO; LEBEL, 1998) e na Colômbia, onde 70% da precipitação anual é devido à estes sistemas (ZULUAGA; POVEDA, 2004). Além disso, eles são responsáveis por transferências verticais de energia da baixa para alta troposfera (HARTMANN; HENDON; HOUZE, 1984; MACHADO, 2000).

Apesar de possuírem características gerais semelhantes de organização e constituição, os SCMs possuem diferentes formas (p. ex., lineares, aproximadamente circulares ou circulares), dependendo do local da ocorrência e condições meteorológicas (HOUZE, 2018). Eles são classificados de acordo com a forma assumida ao longo do ciclo de vida, tamanho, tempo de vida e tipo de dados usados (por exemplo, temperatura do topo das nuvens ou radar). Linhas de instabilidade (LIs) (FUJITA, 1955), por exemplo, são constituídas por nuvens cumulonimbos ordenadas em série, formando uma linha de nuvens convectivas. Por outro lado, em um complexo convectivo de mesoescala (CCM) (MADDOX, 1980) as nuvens convectivas se formam e se organizam próximas umas das outras conferindo um formato visualmente circular do seu topo de nuvens, quando observadas através de satélites. Algumas variações destes tipos de nuvens foram documentadas e recebem classificações distintas. Por exemplo, variações de LIs com formas curvas ao invés de puramente lineares podem ser classificadas como *bow echos* e aglomerados de nuvens que não obedecem aos critérios de excentricidade (formato circular), temperatura de brilho ou tempo de duração para ser um CCM, porém também não são aproximadamente lineares para serem consideradas LIs, podendo ser classificados como aglomerados convectivos tropicais. Estes são os tipos mais comuns de SCMs conhecidos e, embora o presente trabalho não tenha como objetivo abordar separadamente cada tipo, é importante ressaltar que a nebulosidade e a precipitação associadas podem ocorrer de forma diferenciada no espaço desde que contíguas por uma extensa área. Isto está de acordo com Houze (1993) que definiu SCM como um sistema de nuvens que ocorre em conexão com aglomerados de tempestades e produz uma área contígua de precipitação de aproximadamente 100 km ou mais na horizontal em pelo menos uma direção. Deste modo, é possível abranger SCMs lineares sem a necessidade fixar-se à valores e formatos.

2.3.1 SCMs na bacia Amazônica

2.3.1.1 Estudos observacionais

Os SCMs ocorrem globalmente, com maior ocorrência em regiões tropicais da América do Sul e África e no continente marítimo (MOHR; ZIPSER, 1996). Contudo, isto não significa que as tempestades sejam mais intensas nestas regiões, sobretudo na Amazônia (ZIPSER et al., 2006). Mesmo assim, eles são um dos principais mecanismos geradores de convecção nessa região (SATYAMURTY; NOBRE; Silva Dias, 1998). Muito do que conhecemos sobre estes sistemas na bacia Amazônica vem de estudos auxiliados por imagens de satélites e campanhas experimentais de coletas de dados. Velasco e Fritsch (1987), por exemplo, usaram imagens de satélites do período de 1982 a 1983 para estudar CCMs sobre as Américas e verificaram que na Amazônia existem vários aglomerados convectivos, porém muito poucos atingem os critérios de CCM.

Cohen (1989), Greco et al. (1990), Garstang et al. (1994), Cohen, Silva Dias e Nobre (1995) estudaram as LIs que ocorrem na região litorânea no nordeste da Amazônia combinando diferentes dados, incluindo dados de satélite e da campanha Global Tropospheric Experiment/Amazon Boundary Layer Experiment (GTE/ABLE-2B), ocorrido entre abril e maio de 1987 (HARRISS et al., 1990). Cohen (1989) usou oito anos de dados (1979 a 1986) para verificar os aspectos climatológicos das LIs costeiras. Eles verificaram diversos aspectos das LIs de acordo com uma subclassificação segundo sua propagação mais costeira ou para o interior do continente. Em geral a região de formação ocorreu entre 10°N e 5°S, com dimensões na ordem de 1000 km de comprimento por mais de 100 km de largura, tempos de vida médios entre 9 a 16 horas, com velocidades de deslocamento da ordem de 40 e 60 km/h e propagação para até mais de 400 km em direção ao oeste da bacia Amazônica. Estes sistemas ocorrem preferencialmente entre abril-agosto (COHEN, 1989), impulsionados pela brisa marítima Garstang et al. (1994), Cohen, Silva Dias e Nobre (1995) e intensificados pelo jato de baixos níveis de leste, que ocorre sobre o oceano Atlântico Tropical em direção ao norte da bacia Amazônica (COHEN; SILVA DIAS; NOBRE, 1995). Greco et al. (1990) encontraram LIs com durações entre 24 e 48 horas, algumas movendo-se em direção à Amazônia central com velocidades de 50-60 km/h, causando pelo menos 40% da precipitação sobre aquela região. Garstang et al. (1994) analisaram a estrutura e a cinemática das LIs durante o período da campanha, descrevendo os ciclos de vida e outras características, como velocidades e tamanho. Eles ainda observaram que a longevidade dos sistemas está relacionada ao cisalhamento do vento em níveis baixos mais intensificado e interação com a piscina fria. Greco et al. (1994) investigaram fluxos de calor e umidade nas regiões convectivas e estratiformes de três LIs costeiras, detalhando os perfis verticais destas variáveis e estimando que as LIs têm um papel muito importante para o balanço de calor global.

Usando dados de satélite, Machado e Rossow (1993) examinaram a evolução de aglomerados de nuvens tropicais de torres convectivas individuais para grandes SCMs em regiões tropicais do globo. Além das variações na forma e no tamanho, eles observaram uma grande quantidade de sistemas convectivos terrestres tropicais no hemisfério de verão. Alguns anos mais tarde, Machado et al. (1998) desenvolveram uma ferramenta para identificar e rastrear sistemas convectivos usando dados de satélite na banda do infravermelho (aproximadamente 10 μm). Eles aplicaram a técnica para as Américas para os anos de 1987 e 1988, onde foi possível identificar várias características do comportamento dos SCMs, como velocidades e deslocamentos, mais estatísticas de propriedades das nuvens e características do ciclo de vida, conforme a resolução dos dados disponíveis naquela época (frequência de 4 horas e 30 km de resolução) permitiram.

No sudoeste da bacia Amazônica, Laurent et al. (2002) verificaram, entre outros aspectos, que os SCMs durante o Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign/ Large-Scale Biosphere-Atmosphere, ocorrido entre janeiro e fevereiro de 1999 (WE-TAM/LBA) (SILVA DIAS et al., 2002a) iniciavam preferencialmente em áreas de topografias elevadas (200 a 350 m de altura) ou encostas íngremes (150 a 400 m de escarpa), e que sua direção de propagação era mais organizada quando um regime de vento leste predominava na camada 700 hPa a 850 hPa do que quando um regime de vento oeste era dominante. A tendência dos MCSs se formarem sobre topografias elevadas também foi observada por Silva Dias et al. (2002b). Para o mesmo período que usaram o mesmo período e Laurent et al. (2002), Machado e Laurent (2004) verificaram que a taxa de expansão da área de sistemas convectivos está positivamente correlacionada com sua duração. Próximo àquela região, Salio, Nicolini e Zipser (2007), que embora tenha focado seu estudo na região de saída do Jato de Baixos Níveis a oeste dos Andes, encontraram que os SCMs estão associados com o jato de baixos níveis a leste dos Andes, principalmente na primavera.

Pereira Filho et al. (2015) usou estimativas de precipitação de satélites em órbita polar compiladas em um produto chamado de *Climate Prediction Center morphing method* (CMORPH) e uma técnica de rastreamento de sistemas usando diagramas de tempo-longitude ou diagramas de Hovmöller (CARBONE et al., 2002), para uma região que compreende a faixa central da Amazônia de oeste e leste, onde conseguiu verificar características do comportamento médio destes sistemas similares as encontradas por estudos prévios. Usando dados de satélite geoestacionários com altas resoluções temporal e espacial (30 minutos e 4 km),

Rehbein (2016) e Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017) usaram o algoritmo desenvolvido por Machado et al. (1998) e publicado em Vila et al. (2008) e a metodologia similar a Sakamoto (2009) e Sakamoto, Ambrizzi e Poveda (2012) para obter os

aspectos climáticos dos SCMs em toda a bacia Amazônica usando 14 anos de dados de satélite de alta resolução espacial e temporal. Foram observadas as características médias ao longo do ciclo de vida, número de ocorrências médias anuais e mensais, regiões preferenciais de gênese, maturação e dissipação ao longo do ano, entre outros, comparando com a literatura existente. Com o auxílio do projeto *Green Ocean Amazon* (GoAmazon2014/5; <<https://www.arm.gov/research/campaigns/amf2014goamazon>>) (MARTIN et al., 2015), Rehbein (2016) também pode observar características dinâmicas e termodinâmicas associadas à ocorrência de 21 SCMs na região central do GoAmazon2014/5 ao longo de 2014 e 2015. Foram identificados, através de cartas sinóticas, imagens de satélites e dados em superfície, padrões dinâmicos associados à gênese e manutenção dos SCMs sobre aquela região. Utilizaram também dados de radiossondagens para calcular índices termodinâmicos e cisalhamento do vento para indicar o ambiente em que os SCMs tiveram gênese e se desenvolveram. Perceberam que o cisalhamento do vento na camada entre 1000 hPa e 500 hPa, quando acima de $5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, coincidiu com as maiores áreas e longos tempos de vida.

O GoAmazon2014/5, ocorrido entre 2014 e 2015, contou com a coleta de dados meteorológicos e de qualidade do ar em nove estações meteorológicas em superfície usando diferentes instrumentos em superfície e abordo de aviões, lançamento frequente (mínimo 4 vezes por dia) de radiossondagens e uma torre de 325 m de altura com diversos instrumentos para coleta de dados e laboratórios em contêineres (Observatório da Torre Alta da Amazônia ou *Amazon Tall Tower Observatory*; ATTO; <<https://www.attoproject.org/pt/>>). O GoAmazon2014/5 motivou uma nova leva de estudos sobre SCMs. Schiro e Neelin (2018) usaram estes dados para analisar piscinas frias e correntes descendentes dos SCMs, comparando as condições ambientais pré-convectivas de SCMs e de convecção profunda causadora de precipitação (que não fosse SCM) nas proximidades de Manaus. Schiro et al. (2018) verificaram que os influxos profundos produzem uma forte relação precipitação-flutuabilidade nos trópicos, devendo ser melhor representada em parametrizações para então, segundo eles, melhor simular a convecção de mesoescala nos modelos climáticos. Giangrande, Wang e Mecham (2020) estimaram que entre 10% a 20% da convecção durante o GoAmazon2014/5, próximo ao radar de Manaus, esteve associada à SCMs. Características médias de SCMs durante o GoAmazon2014/5 foram verificadas por Rehbein (2016), Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017) e por Anselmo et al. (2021), além das associações com ondas de Kelvin, as quais tiveram relações com o deslocamento para leste (em média deslocam-se para oeste (MACHADO et al., 1998; REHBEIN, 2016; REHBEIN et al., 2019)), maiores área e duração dos SCMs.

2.3.1.2 Estudos numéricos

Estudos utilizando simulações numéricas podem auxiliar no entendimento sobre SCMs e ajudar no desenvolvimento de parâmetros para melhorar as previsões de tempo e clima. Por exemplo, Silva Dias et al. (2002b) usaram um modelo regional (*Regional Atmospheric Modeling System*; RAMS) com 2 km de resolução para complementar as observações do experimento *Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign* (WETAMC) & *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM)/*Large-Scale Biosphere-Atmosphere* (LBA) (SILVA DIAS et al., 2002a) para um estudo de caso sobre a evolução de um sistema convectivo no sul da bacia Amazônica. Com isso, perceberam que a topografia serve como um gatilho para o início da convecção, que mais tarde evoluiu e se organizou em linha. Grabowski et al. (2006) perceberam que usando a mesma resolução (500 m) alguns dos *Cloud-Resolving models* (CRMs) utilizados naquele estudo representaram melhor características da convecção diurna na Amazônia que outros. Eles atribuíram as diferenças encontradas à pequenos detalhes de configurações dos modelos. Yamamoto (2016) verificou o impacto de diferentes esquemas de parametrizações cúmulos na simulação de uma LI na Amazônia usando um modelo climático regional (*Regional Climate Model system*; RegCM) com resolução de 25 km. Os experimentos realizados simularam a iniciação convectiva organizada em sua posição sobre o sudoeste da bacia Amazônica, disparada por uma frente fria se estendendo pelo sudeste do Brasil. No outro extremo da Amazônia (nordeste), Lopes (2017) também simulou uma LI. Neste caso, o modelo *Weather Research and Forecasting Model* (WRF) foi utilizado com espaçamentos horizontal indo desde 27 km (grade de menor resolução) até 1 km (grade de maior resolução), permitindo mimetizar os modelos teóricos de LIs tropicais. Porém, mesmo com o expressivo aumento da resolução, partes da LI não foram simuladas adequadamente. Basso (2018) utilizou as mesmas resoluções e modelo de Lopes (2017) e testou diferentes esquemas de microfísica na simulação de uma LI sobre a região central da Amazônia. Foram observadas melhores representações das taxas médias de precipitação, ciclo de vida e propagação do SCM estudado dependendo do esquema utilizado.

Estes estudos tiveram em comum o foco na simulação de um evento de LI utilizando modelo regional de grade aninhada ou CRM. Os modelos comumente usados para simular sistemas meteorológicos de mesoescala, incluindo os SCMs, são de área limitada (*e. g.* WRF), e, portanto, dependentes de técnicas de redução de escala (*downscaling* dinâmico) a partir de modelos de área global. Nesses casos, as simulações são realizadas para uma área restrita usando um número relativamente suficiente de pontos de grade para simular, por exemplo, processos convectivos permitindo resoluções mais altas do que as fornecidas por modelos de área global. No entanto, devido à dependência de um modelo externo para fornecer informações para as bordas

do modelo de área limitada, surgem ruídos numéricos que quando integrados ao longo do tempo se acumulam, comprometendo a qualidade e precisão das simulações ou até mesmo inutilizando-as. Estes ruídos ocorrem por três principais motivos: o modelo global tem seu próprio viés, que será transferido para o modelo de área limitada; as aproximações dos modelos são diferentes, tendo diferentes soluções para os processos físicos; as diferenças entre as resoluções do modelo de área global e limitada causarão ruídos no modelo de área limitada levando a instabilidades quando simulações de longo prazo são realizadas. Portanto, o modelo de área limitada é mais indicado para simulações de curto prazo e em pequenas regiões.

Por outro lado, a maioria dos modelos globais tem resoluções insuficientes para reproduzir os processos de mesoescala na atmosfera que geram convecção capaz de formar um SCM, por exemplo. Com os significativos avanços computacionais das últimas décadas, um novo tipo de modelo global tem sido desenvolvido desde os anos 2000, projetados para entender sistemas de mesoescala e outros distúrbios (*e. g.* ondas de gravidade e turbulência) usando uma grade global. Desta forma, eles são modelos não hidrostáticos de alta resolução capazes de representar as acelerações verticais ligadas à convecção úmida profunda (SATO et al., 2019). São os chamados *global cloud-resolving models* (GCRMs) ou *convection-permitting models*. São poucos grupos no mundo que possuem um GCRM, mas há esforços internacionais para o avanço do conhecimento e uso destes modelos, como, por exemplo, o projeto *DYnamics of the Atmospheric general circulation Modeled On Non-hydrostatic Domains* (DYAMOND, <<https://www.esiwave.eu/services/dyiamond>>) conforme descrito em Stevens et al. (2019) e Satoh et al. (2019). Os modelos dentro deste esforço são: *Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model* (NICAM; Japão) (TOMITA; SATOH, 2004; SATOH et al., 2008; SATOH et al., 2014); *ICOsahedral Nonhydrostatic* (ICON; Alemanha) (ZÄNGL et al., 2015; GIORGETTA et al., 2018); *Model for Prediction Across Scales* (MPAS; EUA) (SKAMAROCK et al., 2012); *Finite-Volume Dynamical Core on the Cubed Sphere* (FV3; EUA) (LIN, 2004); *Goddard Earth Observing System Model, Version 5* (GEOS-5; EUA) (PUTMAN; SUAREZ, 2011); entre outros.

2.3.2 Impacto das mudanças climáticas na ocorrência de SCMs

Até o presente momento estudos do impacto das mudanças climáticas em eventos extremos na mesoescala, incluindo SCMs, são muito raros (HOUZE, 2018; BROOKS et al., 2018). Estes estudos requerem longas séries de dados observacionais e simulações climáticas com altas resoluções espacial e temporal. Como foi revisado anteriormente, muitos esforços foram feitos para entender o comportamento dos SCMs no clima presente. Estes esforços precisam avançar, principalmente nas regiões tropicais, como na Amazônia, devendo também se estender para o clima futuro (HOUZE,

2018).

Existem alguns trabalhos que reportam que os SCMs estão sofrendo mudanças, tanto na frequência de ocorrência quanto intensidade ao longo dos últimos anos. Feng et al. (2016) observou que na região central dos EUA, a ocorrência e intensidade dos SCMs têm aumentado durante a primavera. No Sahel, na África subsaariana, os SCMs têm triplicado sua ocorrência desde 1982 (TAYLOR et al., 2017; LIU, 2017). Estas mudanças podem ser por diversas razões, incluindo fatores que afetam a dinâmica e microfísica dos sistemas, bem como onde e quando eles ocorrem (HOUZE, 2018). No caso dos SCMs dos EUA estudados por Feng et al. (2016), o aumento ocorrido na primavera é acompanhado de um aumento da temperatura também nesta estação do ano. Por outro lado, no caso de Taylor et al. (2017) a variação dos SCMs no Sahel não esteve relacionada ao aumento de temperatura local, mas no Saara, que está localizado ao norte do Sahel. Este aumento da temperatura implica na intensificação do gradiente de temperatura entre as duas regiões, influenciando o cisalhamento vertical do vento. O cisalhamento vertical do vento ou a variação do vento com a altura, por sua vez, é importante para a formação e manutenção de tempestades convectivas, principalmente por favorecer a geração de correntes ascendentes mais intensas (FRITSCH; FORBES, 2001; BLUESTEIN, 2007). Dentro deste contexto, Liu (2017) alerta que em diferentes regiões do globo o número e a frequência de SCMs pode até mesmo estar diminuindo e que as causas podem não estar diretamente associadas com o aumento de temperatura local.

No caso da Amazônia, SALES (2014) mostrou um aumento no número de tempestades com raios na região de Manaus desde o início destes registros em 1951 até 2013, principalmente a partir de 2010. As causas deste aumento nos registros ainda não são totalmente compreendidas e explicadas. Elas podem ser causadas por questões físicas, no sentido de expansão da cidade e geração de efeito de ilha de calor sobre a região, provocando maiores e mais frequentes tempestades com raios, e técnicas de observação, como uma modificação na forma de contabilização destas. Além disso, apesar de também produzirem raios, não significa que isto esteja relacionado aos SCMs em si, uma vez que as descargas elétricas podem ser produzidos por diferentes tipos de tempestades. Outros estudos têm mostrado que há uma tendência de aumento de precipitação no oeste da Amazônia e diminuição no leste ao longo das últimas décadas, seja devido ao efeito direto do desmatamento ou a combinação dele com as mudanças climáticas (SHUKLA; NOBRE; SELLERS, 1990; GANDU; COHEN; SOUZA, 2004; DAVIDSON et al., 2012; COOK; ZENG; YOON, 2012; MARENGO et al., 2018; NOBRE et al., 2016, entre outros). Porém, nenhum destes estudos têm investigado a relação das mudanças climáticas e os SCMs na bacia Amazônica.

3 Dados e metodologia

3.1 Área de estudo

A área de estudo é a bacia Amazônica (Fig. 1). Contudo, para rastrear os SCMs, foi utilizada uma área maior (aproximadamente 41°S-13°S/82°W-29°W dependendo o conjunto de dados) para incluir todos os SCMs que em algum momento do seu ciclo de vida estiveram sobre a bacia Amazônica.

3.2 Dados

Para estudar o comportamento e ciclo de vida dos SCMs, são necessários dados de alta resolução, tanto espacial, quanto temporal. A seguir serão descritos os dados observacionais (seção 3.2.1) e de simulações (seção 3.2.2) utilizados para estudar os SCMs conforme os itens da seção 1.1. A Tabela 1 sumariza os períodos e características gerais destes dados.

3.2.1 Dados observacionais

3.2.1.1 Identificação e rastreamento de SCMs

Os dados observacionais de precipitação usados para identificar e rastrear os SCMs no clima presente são dos produtos *Climate Prediction Center morphing method* versão 1.0 (CMORPHv1.0; <https://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/CMORPH_V1.0/CRT/8km-30min/>) (JOYCE et al., 2004) e *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM* (IMERG; <<https://gpm.nasa.gov/data/directory/>>) *final run* (HUFFMAN et al., 2014). Até o presente momento, eles são os únicos dados de precipitação com resoluções espaciais e temporais, cobertura e disponibilidade para a realização deste estudo ao nível de detalhamento proposto.

Tabela 1 – Período, fonte de dados e características gerais dos dados observados e simulados utilizados no presente trabalho.

Fonte de dados	Período	Δt (h)	Δx (km)	Resolução
CMORPH	2000-2015	0,5	8	761 × 716
IMERG	2000-2015	0,5	~11	662 × 522
NICAM HighResMIP	1950-1960	1	14	394 × 372
	2000-2010	1	14	394 × 372
	2050-2060	1	14	394 × 372

O CMORPH possui resolução temporal de 30 minutos e espacial de 8 km, cobertura global e estão disponíveis desde 1998 até 2019. Este produto é derivado de dados de sensores micro-ondas a bordo de satélites em órbita polar para obter a estimativa da precipitação. Dados do canal infravermelho de satélites geoestacionários são usados para propagar a precipitação estimada para os intervalos de tempo em que não há informações de micro-ondas. Joyce et al. (2004) explicam que são usadas matrizes para computar correlações de defasagem espacial em imagens sucessivas do infravermelho e que a partir daí, as estimativas de precipitação derivadas (exclusivamente) dos canais de micro-ondas são propagadas. Além desta técnica, o CMORPH usa outro procedimento denominado “*morphing*” ou “transformação” e que dá o nome ao produto. O *morphing* é usado para determinar a forma e intensidade das estruturas de precipitação nos períodos intermediários de meia hora entre as varreduras dos instrumentos a bordo dos satélites. Ele consiste numa interpolação ponderada no tempo entre as características derivadas pelo micro-ondas que foram propagadas no tempo a partir da observação anterior e aquelas que foram propagadas para trás no tempo a partir da seguinte varredura (JOYCE et al., 2004).

O CMORPH foi utilizado anteriormente em outros estudos para identificar e rastrear SCMs na bacia do Prata (Pereira Filho et al., 2015; MENDEZ, 2015) e na bacia Amazônica (Pereira Filho et al., 2015), com resultados bastante similares à outros experimentos utilizando diferentes dados e abordagens (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007; SAKAMOTO, 2009; REHBEIN; AMBRIZZI; MECHOSO, 2017). A versão de dados diários com resolução de 0,25° do CMORPH apresenta boa performance sobre a Amazônia (Pereira Filho et al., 2010). Buarque et al. (2011) verificaram estimativas de precipitação do CMORPH maiores que aquelas de estações em superfície e o TRMM-3B42 sobre a Amazônia. Janowiak, Kousky e Joyce (2005) e Kousky, Janowiak e Joyce (2006) mostraram que o CMORPH com resolução de 30 minutos e 8 km foi capaz de representar bem as características da precipitação e propagação de sistemas na América do Sul, sobretudo na região tropical. Como mencionado anteriormente, estes dados também foram usados por Pereira Filho et al. (2015) para estudar o comportamento e características de SCMs na porção norte do continente, os quais estão em bom acordo com outros estudos como discutido por Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017).

Em novembro de 2019 foi disponibilizado um novo produto de precipitação também com altas resoluções temporais (30 minutos) e espaciais (aproximadamente 11 km), com cobertura global disponíveis a partir de junho de 2000 *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM* (IMERG; <<https://gpm.nasa.gov/data/directory>>) *final run* (HUFFMAN et al., 2014). O IMERG usa todas as estimativas de precipitação por micro-ondas, infravermelho calibrado por micro-ondas, pluviômetros e outros estimadores de precipitação de alta resolução das eras *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e

Global Precipitation Measurement (GPM), intercalibrando, mesclando e interpolando estas informações (HUFFMAN et al., 2014). Portanto, é esperado que o IMERG tenha uma performance superior ao CMORPH na detecção e monitoramento de sistemas precipitantes.

O IMERG possui três estimativas de acordo com o recebimento dos dados: 1) IMERG "*early run*", que é uma estimativa rápida; 2) IMERG "*late run*", que é superior a primeira, pois há mais dados observacionais incluídos e; 3) IMERG "*final run*", que usa dados mensais de pluviômetros para criar produtos em nível de pesquisa e consiste no produto final. Portanto, a terceira estimativa (IMERG "*final run*") foi utilizada no presente trabalho e será chamada daqui para frente apenas de IMERG.

Apesar da disponibilidade até 2019, no caso do CMORPH, e até o presente (com três meses de latência), no caso do IMERG, foram utilizados os períodos de 2000 a 2015 com o CMORPH e 2001 a 2015 com o IMERG. O período de 2000/2001 a 2013 foi usado para definir os aspectos climatológicos (que serão também chamados de climatologia) e assim comparar com a climatologia realizada por Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017). Aquele estudo utilizou temperatura de brilho (T_b) de imagens de satélite geoestacionários do canal infravermelho (aproximadamente 10 μm) com resolução temporal de 30 minutos e espacial de 4 km (JANOWIAK; JOYCE; YAROSH, 2001), encontrando resultados coincidentes com a literatura. Os anos 2014 e 2015 serão utilizados para estudar a diminuição no caso de SCMs observados em Rehbein (2016) (terceiro objetivo específico na Seção 1.1).

Os dados do IMERG e do CMORPH também foram utilizados para identificar a precipitação na bacia Amazônica que está efetivamente relacionada com os SCMs, bem como os dados do projeto GoAmazon2014/5 (MARTIN et al., 2015).

3.2.1.2 Outras análises e verificação das simulações

Outros dados foram eventualmente usados em análises complementares específicas, como, por exemplo, dados de reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011) e do ERA5 (Copernicus Climate Change Service C3S, 2017). Quando isto ocorrer, eles serão devidamente citados e referenciados.

Para a verificação das simulações, além das estimativas de precipitação descritas anteriormente, também foi usado o GPCC V2018 (SCHNEIDER et al., 2011), por estar disponível desde 1891 até 2016. Este dado é resultante de acumulados mensais de precipitação de pluviômetros em superfícies continentais, resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e indicado para a verificação de modelos (SCHNEIDER et al., 2011).

3.2.2 Dados experimentais

Experimentos usando o modelo *Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model* (NICAM) (TOMITA; SATOH, 2004; SATOH et al., 2008; SATOH et al., 2014) com diferentes configurações foram desenvolvidos para testar sua performance com diferentes configurações de resoluções e tipos de grade durante o estágio de pesquisa na Universidade de Tóquio, Japão, e um modelo de grade regional (WRF com módulo climático) no IAG/USP, Brasil. Estes experimentos foram obtidos para curtos períodos de tempo (1 ano ou menos) e não podem ser considerados como representativos de uma média climática, por exemplo. Além disso, dois experimentos foram disponibilizados pelo Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI)/UT e Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC) e também foram analisados: 1) NICAM AMIP, que simulou 30 anos de clima presente e 26 de clima futuro sob o protocolo AMIP (KODAMA et al., 2015) e; 2) o "NICAM resoluções variáveis"¹, que simulou o período de 1 ano usando resoluções de 14 km, 7km e 3,5 km. Os quatro experimentos e os principais resultados encontrados serão descritos e discutidos no Apêndice A. Na presente seção será descrito, portanto, somente as principais características do modelo NICAM e o experimento utilizado para a investigação principal sobre a ocorrência de SCMs no clima futuro.

O NICAM é o primeiro e único GCRM até o momento a realizar simulações climáticas de longo prazo com altas resoluções (KODAMA et al., 2015; KODAMA et al., 2021), permitindo estudos climáticos sobre sistemas de mesoescala. Ele já foi utilizado em diversos estudos que requerem boa representação das circulações nessa escala, como, por exemplo, investigação de aglomerados de nuvens convectivas (INOUE et al., 2008), precipitação e ciclo diurno nos trópicos (SATO et al., 2009; YASHIRO et al., 2016), ciclones tropicais (YAMADA et al., 2010; SATOH et al., 2015), entre outros a serem consultados em <<http://nicam.jp/hiki/?About+NICAM>>. A Fig. 3 mostra uma simulação do NICAM onde a precipitação (mm; painel superior) foi acumulada em um dia selecionado aleatoriamente em uma simulação de 10 anos (resolução de 14 km e saídas a cada uma hora) e a correspondente média diária de radiação de onda longa (OLR do inglês; W/m²; painel inferior). Nesta figura é possível observar a representação de fenômenos de larga escala, como ciclones extratropicais, zona de convergência intertropical (ZCIT) sobre os oceanos e bandas de nebulosidade, possivelmente associadas à frentes frias, além de estruturas de menor escala, como aglomerados convectivos nas regiões tropicais.

O NICAM é um modelo não hidrostático de grade icosaédrica que permite simulações com altas resoluções espaciais (alcança resoluções sub-quilométricas) e temporais (alguns minutos à horas) para o globo todo em um longo período de tempo.

¹ Denominação não oficial.

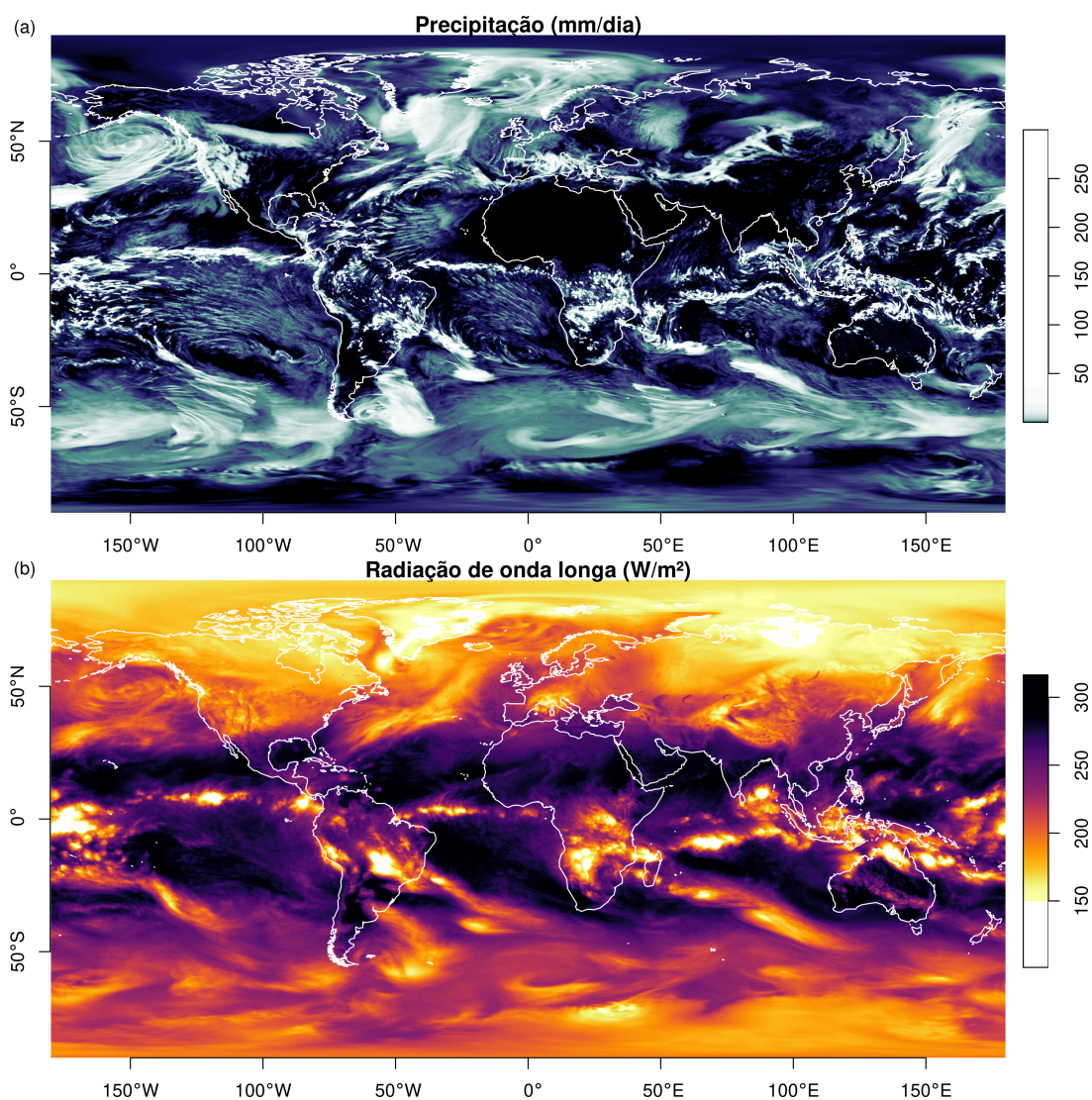


Figura 3 – Simulação do modelo NICAM com 14 km de resolução da (a) precipitação diária acumulada (mm/dias) e (b) radiação de onda longa média (ROL; W/m^2) para o dia 01/01/2005.

O intervalo médio de grade ($\bar{\Delta}$; neste trabalho denominado como resolução espacial) desejado nas simulações é obtido através de subdivisões da grade icosaédrica usando a Eq. 3.1 (SATO et al., 2014).

$$\bar{\Delta} = \sqrt{2\bar{A}} = \sqrt{\frac{2\pi R}{5 \cdot 2^l}} \quad (3.1)$$

Onde, \bar{A} é a área média do triângulo, R é o raio da Terra ($R = 6371,22$ km) e l é o nível de divisão de grade (do inglês *grid level*; gl).

O custo computacional para realizar simulações climáticas de alta resolução é elevado e exige investimentos e coordenação. Por isso, o AORI/UT, o JAMSTEC e o *RIKEN Advanced Institute for Computational Science* (RIKEN) concentram esforços para realizar rodadas climáticas sob os protocolos internacionais do *World Climate*

Research Programme (WCRP), como, por exemplo, o *High-Resolution Model Intercomparison Project* (HighResMIP) (HAARSMA et al., 2016) endossado pelo *Coupled Model Intercomparison Project Phase 6* (CMIP6) (EYRING et al., 2016). O HighResMIP é um protocolo criado para realizar experimentos numéricos com períodos de integração, forçantes e condições de fronteiras comuns para entender o impacto do aumento da resolução (entre 25 a 50 km) no clima simulado (HAARSMA et al., 2016). Ele funciona em três Níveis (do inglês *Tiers*). O Nível 1 consiste nas rodadas históricas com atmosfera forçada ("*ForcedAtmos*") no período 1950 a 2014 (todos os modelos participantes do projeto precisam realizar ao menos este experimento, uma vez que não possui alta complexidade comparado aos demais Níveis). O Nível 2 é um experimento acoplado para o período de 1950 a 2050. Haarsma et al. (2016) explicou, que devido a sua complexidade apenas 6 centros haviam expressado interesse em participar deste Nível quando o HighResMIP foi idealizado. Já o Nível 3, é voltado para simulações atmosféricas de clima futuro para o período de 2015 a 2100, podendo ficar restritas à metade do século devido à questões operacionais.

O NICAM está participando nos Níveis 1 e 3, usando as resoluções correspondentes aos gl 7, gl 8 e gl 9 (56 km, 28 km e 14 km), porém algumas simulações ainda estão em andamento. As rodadas de precipitação usadas no presente trabalho tiveram prioridade alta para serem finalizadas a tempo para realização do mesmo. Conforme explicado por Kodama et al. (2021), os custos computacionais limitaram as rodadas de 14 km de resolução à mais curtos períodos de tempo. Portanto, foram obtidos três períodos de simulação de 11 anos cada: 1950–1960, 2000–2010 e 2040–2050, os quais serão utilizados no presente trabalho. O intervalo de tempo entre uma saída e outra é de 1 hora.

As simulações do NICAM seguem o protocolo de condições iniciais do HighResMIP, conforme as Tabelas 1 e 2 de Haarsma et al. (2016). As forçantes nas simulações históricas usadas são majoritariamente as mesmas usadas no CMIP6, enquanto que, os gases de efeito estufa e concentração de aerossóis para o futuro são de um cenário de alta emissão prescrito usando os Caminhos Socioeconômicos Compartilhados (do inglês *Shared Socioeconomic Pathways*; SSPs). Para mais detalhes ver (EYRING et al., 2016) e Haarsma et al. (2016). As parametrizações físicas utilizadas nas simulações estão resumidas na Tabela 2. Mais detalhes sobre as simulações do NICAM usando o protocolo HighResMIP podem ser encontrados em Kodama et al. (2021) e sobre o protocolo HighResMIP/CMIP6 em Haarsma et al. (2016).

Foram usados 38 níveis verticais, os quais se estendem desde o nível do mar até 40 km de altura. Para as 25 primeiras camadas, o intervalo entre níveis aumenta de 160 m desde a superfície chegando a intervalos de 1 km aos 11 km de altura; a partir dos 11 km até 25 km, o intervalo é de 2 km; acima de 25 km (espaçamento variando

Tabela 2 – Esquemas físicos usados nas simulações do NICAM.

Parâmetro	Parametrização	Referência
Microfísica de nuvens	NICAM Single-moment Water 6 (NSW6)	Tomita (2008), Roh e Satoh (2014) e Roh, Satoh e Nasuno (2017)
Convecção cúmulos	Não usado	-
Radiação	MstrnX acoplado com o esquema de microfísica de nuvens	Sekiguchi e Nakajima (2008), Seiki et al. (2014) (atualização)
Turbulência	Mellor-Yamada Nakanishi-Niino (MYNN2)	Nakanishi e Niino (2006), Noda et al. (2010)
Ondas de gravidade	Orographific gravity wave drag	McFarlane (1987)
Superfície terrestre	Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction MATSIRO modificado	Takata, Emori e Watanabe (2003), Nitta, Yoshimura e Abe-Ouchi (2017) (atualização)
Fluxos na superfície do oceano	Bulk surface scheme	Louis (1979)
Modelo oceânico	Single layer slab ocean with nudging toward observation	-

entre 3 km e 6 km) ocorre a camada de esponja do modelo. Mais detalhes sobre os níveis verticais estão em Ohno, Satoh e Noda (2019).

3.3 Identificação e rastreamento de SCMs

3.3.1 Descrição do algoritmo utilizado para identificar e rastrear SCMs

O presente trabalho utilizou o algoritmo *Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC) para identificação e rastreamento dos SCMs. O ForTraCC foi desenvolvido no final dos anos 1990 para identificar e rastrear SCMs usando dados de temperatura de brilho (Tb) de imagens de satélites geoestacionários no canal infravermelho (IR) longo (aproximadamente 11 μm) (MACHADO et al., 1998; VILA et al., 2008) e de precipitação obtidos através de radar meteorológico (LAURENT et al., 2002; MACHADO et al., 2014; MACHADO et al., 2018, por exemplo). Atualmente, o ForTraCC é utilizado no monitoramento de sistemas com potencial de precipitação e previsão de curtíssimo prazo no Brasil (de 30, 60, 90 e 120 minutos) pelo CPTEC/INPE (<<http://sigma.cptec.inpe.br/fortracc/>> ou <<http://sigma.cptec.inpe.br/#>>>) e em diferentes pesquisas científicas ao redor do mundo. Alguns exemplos são: Américas - Machado et al. (1998), região subtropical da América do Sul - Salió, Nicolini e Zipser (2007), Japão e continente marítimo - Inoue et al. (2008), Colômbia - Sakamoto, Ambrizzi e Poveda

(2012), globo inteiro - Esmaili et al. (2016) (ver também <<http://stormtracks.umd.edu/>>), bacia amazônica - Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017), Rehbein et al. (2019), entre outros. No presente trabalho foi utilizada o módulo de diagnóstico do ForTraCC, que permite rastrear propriedades radiativas e morfológicas dos SCMs. O algoritmo também possui o módulo de prognóstico de curto prazo (até 2 horas) (VILA et al., 2008), e, portanto, não será utilizado no presente trabalho.

O diagnóstico pode ser separado em três etapas principais: identificação, cálculos de parâmetros e rastreamento. Na etapa de identificação, caso forem utilizados dados de satélite², é assumido que baixas Tb estejam associados à convecção profunda e, em consequência, à precipitação. Desta forma, identificam-se áreas contíguas com valores de Tb abaixo de um determinado limiar. Estas áreas são chamadas de *clusters*, objetos ou aglomerados de pixels e são identificadas a cada intervalo de tempo. Em seguida, os parâmetros morfológicos (tamanho ou área do sistema, fração convectiva, número de células convectivas, centro geométrico, inclinação e excentricidade) e radiativos (temperaturas média e mínima) dos *clusters* são calculados e as informações ficam armazenadas em um arquivo de texto. Também são gerados arquivos binários contendo uma identificação para cada *cluster* de cada arquivo de dados de entrada. Estas informações serão utilizadas para o rastreamento. O rastreamento, por fim, compara os arquivos consecutivos dos *clusters*, buscando identificar áreas que se sobrepõem e assim identifica a evolução no tempo de uma família de *clusters* ou potencial SCM. Mais detalhes sobre estas etapas podem ser encontrados em Machado et al. (1998), Macedo, Vila e Machado (2004) e Vila et al. (2008). Após a identificação das famílias de *clusters*, os SCMs podem ser selecionados de acordo com o tempo de vida e/ou outras características. No caso da precipitação (ou dados de radar), a identificação dos *clusters* que definirão um potencial SCM é feita usando áreas contíguas com valores de precipitação (ou refletividade de radar) acima de um determinado limiar.

Ao final de todo o processo, o ForTraCC retorna um arquivo de texto, onde as famílias de *clusters* estão organizadas em blocos ou tabelas e separadas umas das outras por linhas em branco. O cabeçalho contém as informações: número de identificação (FAMILY), ano de ocorrência (YEAR), mês de ocorrência (MONTH), dia de ocorrência (DAY), horário da detecção (HOUR), número identificador do primeiro *cluster* (FIRST MEMBER) e classificação quanto à origem do sistema (CLASSIF). No corpo da tabela, para a versão de rastreamento usando Tb, estão as seguintes variáveis: número identificador do *cluster* (SYS#), latitude de centro geométrico do *cluster* (XLAT), longitude do centro geométrico do *cluster* (XLON), tempo transcorrido

² O termo “imagens de satélite” é comumente utilizado para se referir aos dados de satélites ingeridos pelo ForTraCC. É importante esclarecer que o ForTraCC não lê e processa as imagens em si, mas sim as informação dos arquivos binários que poderão dar origem à uma imagem, por exemplo

desde a gênese (TIME), tamanho do *cluster* em pixels (SIZE), taxa de expansão do *cluster* (DSIZE), temperatura média do *cluster* (TMED), taxa de variação da temperatura média do *cluster* (DTMED), temperatura mínima do *cluster* (TMIN), taxa de variação da temperatura mínima do *cluster* (DTMIN), média do *kernel* de 9 pixels (TMIN9), taxa de variação de TMIN9 (DTMIN9), quantidade de topos frios (CBNUM), tamanho médio dos topos frios (CBMED), velocidade do centro geométrico do *cluster* em relação ao seu posicionamento na imagem anterior (VEL), direção de deslocamento do centro geométrico do *cluster* (DIR), inclinação do *cluster* (INCLI), excentricidade do *cluster* (ECCE), tempo transcorrido (T_INI), tempo remanescente (T_FIN), classificação do *cluster* (CLA) e número identificador do *cluster* na imagem anterior àquela que originou o *cluster* atual (SYS_ANT). No caso da versão para rastreamento usando precipitação as variáveis retornadas no corpo da tabela são: SYS#, XLAT, XLON, TIME, SIZE, DSIZE, taxa de precipitação média do *cluster* (PMED), taxa de variação da PMED (DPMED), taxa de precipitação máxima do *cluster* (PMAX), taxa de variação PMAX (DPMAX), média do kernel de 9 pixels (PMAX9), taxa de variação da PMAX9 (DPMAX9), fração de topos frios (FRAC), VEL, DIR, T_INI, CLA e SYS_ANT. Por último, o rodapé contém as seguintes informações: duração total em horas (TOTAL TIME), deslocamentos com relação às longitudes (DELTAX) e às latitudes (DELTAY) iniciais e finais, natureza da última imagem utilizada (LAST IMAGE), situação na qual o sistema chegou ao fim (END) e, no caso da versão para Tb, o número identificador do último *cluster* (NSYS).

3.3.2 Definição dos SCMs

Não existe uma definição oficial objetiva para SCMs. Até o presente momento, a mais bem aceita, apesar da dificuldade de aplicação devido a necessidade do uso de dados de precipitação de alta resolução em uma grande área, é a de Houze (1993). Ele diz que um SCM é composto por um sistema de nuvens que ocorre em conexão com um conjunto de tempestades e produz uma área contígua de precipitação de aproximadamente 100 km ou mais na escala horizontal em pelo menos uma direção, sem a necessidade discriminar o tipo.

No presente trabalho buscou-se uma definição de SCM aproximada a de Houze (1993), mas que também possibilite comparações de resultados de outros trabalhos para a bacia Amazônica, tais como Machado et al. (1998), Pereira Filho et al. (2015), Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017), entre outros. A seguir são descritos os parâmetros e limiares utilizados.

3.3.2.1 Limiar de tamanho ou área dos SCMs

O limiar de tamanho ou área utilizado no presente trabalho para definir um SCM é de aproximadamente 2400 km², dependendo da resolução espacial da fonte de dados

Tabela 3 – Parâmetros e limiares de intensidade utilizados na identificação e rastreamento dos SCMs. A Tb está indicada para fins de comparação (REHBEIN; AMBRIZZI; MECHOSO, 2017).

Fonte de dados	Quantidade mínima de pixels	Área mínima (km ²)	Parâmetro e intensidade
IMERG	20	2420	Precipitação ≥ 1 mm/h
CMORPH	37	2368	Precipitação ≥ 1 mm/h
NICAM	12	2352	Precipitação ≥ 1 mm/h
Tb	150	2400	Tb ≤ 235 K

utilizada (Tabela 1). Esta definição permite estudar o ciclo de vida dos SCMs desde sua gênese até sua dissipação, da mesma forma que trabalhos anteriores para a América do Sul, como, por exemplo, Salio, Nicolini e Zipser (2007), Vila et al. (2008), Sakamoto (2009), Sakamoto, Ambrizzi e Poveda (2012), Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017), entre outros.

3.3.2.2 Limiar de intensidade dos SCMs

A Tabela 3 mostra os parâmetros e intensidades utilizadas para detecção e rastreamentos dos SCMs a serem estudados no presente trabalho. A definição de Houze (1993) não inclui quantidade ou taxa de precipitação de um SCM. Porém, recentemente Houze (2018) defendeu que uma antiga estimativa por radar de taxas de precipitação na região tropical (LEARY; HOUZE, 1979) é válida e atual, desde que foram validadas por outros estudos recentes. Naquela estimativa, Leary e Houze (1979) encontraram entre 1 a 10 mm/h de precipitação ocorrendo na (maior) região estratiforme e entre 10 a 100 mm/h na região convectiva. Além disso, Dr. Robert Houze (comunicação pessoal, 04 de outubro de 2017) tem indicado o uso de metodologias como as de Feng et al. (2016) e de Yang et al. (2017) para rastrear SCMs, portanto, usando o limiar de precipitação de 1 mm/h. Portanto, no presente estudo, este limiar foi adotado após realizar alguns testes de sensibilidade.

3.3.2.3 Seleção e classificação dos SCMs

Os SCMs foram selecionados a partir do arquivo de geração de famílias de *clusters*, ou seja, saída final do ForTraCC. Para facilitar a seleção e classificação dos SCMs foi desenvolvido um pacote nas linguagens de programação Fortran90 e R, chamado *percolator* (REHBEIN, 2021; R Core Team, 2020) que está disponível em <<https://github.com/salvatirehbein/percolator/>> e pode ser usado independente do sistema operacional. O *percolator* é *open source* e inclui subrotinas em Fortran90 para ler e processar as saídas do ForTraCC, filtrar SCMs e calcular variáveis.

Similar a Rehbein (2016), Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017) e Rehbein et al.

(2019), foram usados quatro filtros, obtendo, por fim, SCMs com curvas de crescimento (área \times tempo) com expansão após o momento inicial de detecção até um máximo valor, seguido por decaimento (função pré_filtro); ciclo de vida maior ou igual a 3 horas (função filtra_a); trajetórias sobre a bacia Amazônica em pelo menos um momento de seu ciclo de vida (função filtra_b), e, por último; cujos deslocamentos entre um passo de tempo e outro foram menores que 300 km, caso o intervalo de tempo seja de 30 minutos ou o dobro para intervalos de tempos de 60 minutos (função filtra_d). O último filtro elimina SCMs que contenham imprecisões do ForTraCC. São elas: 1) conexões inexistentes entre *clusters* de dois passos de tempo consecutivos, por exemplo, a conexão de um *cluster* identificado na bacia do rio da Prata no tempo $t - \Delta t$ com outro na bacia Amazônica no tempo t e 2) limiar de tamanho pré-estabelecido não é obedecido em algum passo de tempo.

O tempo de vida acima de 3 horas permite o acompanhamento ao longo do seu ciclo de vida, uma vez que os dados utilizados no presente estudo possuem resolução temporal de 30 ou 60 minutos. Além disso, vários estudos (VELASCO; FRITSCH, 1987; MACHADO et al., 1998; LAURENT et al., 2002; MACHADO; LAURENT, 2004; SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007) observaram que a maioria dos sistemas convectivos sobre a região tropical da América do Sul possuem ciclo de vida inferior a 6 horas. Como a grande maioria dos SCMs na bacia Amazônica possuem gênese sobre o continente (REHBEIN, 2016; REHBEIN; AMBRIZZI; MECHOSO, 2017), no presente estudo serão abordados somente os SCMs continentais. No presente trabalho, o termo “ciclo de vida” deve ser interpretado como os estágios ou fases que o SCM possui: gênese, maturação e dissipação. A fase de gênese é o momento em que os limiares de tamanho e intensidade previamente definidos forem alcançados (VILA et al., 2008; SAKAMOTO, 2009; SAKAMOTO; AMBRIZZI; POVEDA, 2012; REHBEIN; AMBRIZZI; MECHOSO, 2017; REHBEIN et al., 2019). A maturação ocorre quando a máxima extensão horizontal (ou área) é atingida. Já, a fase final ou de dissipação é definida como o último momento em que se observam os limiares de tamanho e intensidade previamente definidos (SAKAMOTO, 2009; SAKAMOTO; AMBRIZZI; POVEDA, 2012; REHBEIN; AMBRIZZI; MECHOSO, 2017; REHBEIN et al., 2019). Como não serão feitas distinções entre os diferentes tipos de SCMs, esta definição abordará os sistemas independentemente de seu formato.

Além das filtragens, o *percolator* verifica as informações de YEAR, MONTH, DAY, HOUR e TIME e calcula as datas no formato ISO 8601 (YYYY-MM-DDTHH:MM:SSZ) para cada passo de tempo dos SCMs; identifica as fases de gênese, maturação e dissipação; classifica os SCMs de acordo com o tempo de vida (curta ou longa duração); detecta a origem do SCM ou local de gênese (continente ou oceano); calcula as áreas em km²; calcula as distâncias de início e fim; calcula as distâncias entre cada passo de tempo. O *percolator* também permite o cálculo das densidades de SCMs. O método

consiste em mapas de densidade por *kernel* ou mapas de calor, onde sobre cada centro geométrico é calculada uma função de densidade de probabilidade, com largura de banda h (no presente estudo $h = 1,5$) (VENABLES; RIPLEY, 2002). A integral de cada mapa resulta no número total de centros geométricos de SCMs.

No presente trabalho, serão chamados de SCMs as famílias de *clusters* identificadas e rastreadas pelo ForTraCC usando os dados de precipitação (observacionais e de simulações) e Tb, após serem filtrados pelo *percolator* usando a metodologia descrita nesta seção.

3.3.2.4 Validação da identificação e rastreamento dos SCMs

A validação da metodologia adotada, incluindo limiares e filtros utilizados, será apresentada juntamente com a comparação de ocorrências e características médias dos SCMs, bem como análise de casos individuais.

3.4 Verificação dos experimentos numéricos

Os experimentos numéricos serão verificados usando dados observacionais (descritos na seção 3.2.1.2) para os mesmos períodos das simulações, interpolando os dados de maior resolução para a grade de menor resolução. As métricas utilizadas são aquelas recomendadas e descritas em Wilks (2011) e Hallak e Pereira Filho (2011). Cada uma apresenta suas vantagens e desvantagens, por isso, idealmente a análise conjunta destas métricas é recomendada (HALLAK; Pereira Filho, 2011), conforme apresentado a seguir.

Erro médio (ME em inglês) ou viés: também conhecido como *bias* ou erro sistemático, o ME é calculado usando a Eq. 3.2. Ele mensura a subestimação ($ME < 0$) ou superestimação do modelo ($ME > 0$), portanto, $ME = 0$ indica uma simulação perfeita. Contudo, como explicado por Hallak e Pereira Filho (2011), erros individuais de mesma magnitude com sinais contrários, se cancelam entre si, mascarando erros da simulação.

$$ME = viés = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_{is} - P_{io} \quad (3.2)$$

Onde, P_{is} é a precipitação simulada e P_{io} a precipitação observada no i -ésimo de N pares de previsões e observações de mesmos pontos no espaço e no tempo.

Erro absoluto médio (MAE em inglês): não possui o mesmo problema que o ME, uma vez que considera a diferença absoluta dos erros individuais, conforme mostra a

Eq. 3.3). Desta forma, quanto menor for o MAE, melhor será a simulação. No entanto, o MAE não é tão sensível à erros de grandes magnitudes.

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |P_{is} - P_{io}| \quad (3.3)$$

Erro quadrático médio (MSE em inglês): possui maior sensibilidade aos erros de grande magnitude, uma vez que eleva ao quadrado as diferenças individuais, como mostra a Eq. 3.4. Isto faz com que o erro seja apresentado em uma dimensão diferente dos valores da variável analisada (precipitação no presente estudo). De qualquer maneira, quanto menor for o MSE, melhor será a simulação.

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{is} - P_{io})^2 \quad (3.4)$$

Raiz do erro quadrático médio (RMSE em inglês): o RMSE tem a mesma vantagem do MSE de determinar a acurácia de um modelo representando também os erros de grande magnitude, somado ao fato de apresentar os resultados nas mesmas dimensões da variável analisada, conforme indicado na Eq. 3.5. A desvantagem é que, assim como o MSE, não é possível saber a natureza do erro (subestimativa ou superestimativa).

$$RMSE = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{is} - P_{io})^2 \right]} \quad (3.5)$$

3.5 Testes de significância estatística

Para verificar a significância estatística de diferenças será utilizado o teste U de Mann-Whitney ou teste de soma de postos de Wilcoxon (MANN; WHITNEY, 1947) ao nível de significância de 5%. Este teste é similar ao t-Student, porém tende ser o mais apropriado quando os dados não atendam às suposições paramétricas que o t-Student requer, uma vez que assume nenhuma distribuição específica (MCKNIGHT; NAJAB, 2010).

4 Resultados

A apresentação dos resultados está organizada de forma que cada seção corresponda à um ou mais objetivos específicos apresentados na seção 1.1. Desta forma, na seção 4.1 são revisadas as características gerais dos SCMs, seus impactos na precipitação na bacia Amazônica, relações espaciais e temporais entre ambos, assim como os impactos em outras variáveis meteorológicas no clima presente. Ainda nesta seção, é validado o rastreamento dos SCMs usando dados de precipitação, comparando suas características médias e ocorrências, bem como a apresentação de um estudo de caso. Na seção 4.1.5 são apresentadas as causas da diminuição do número de SCMs a partir do ano 2013 observada por Rehbein (2016), como parte do entendimento do clima da Amazônia e variabilidade climática que impactam os SCMs amazônicos. Na seção 4.2 são verificadas e discutidas a performance das simulações numéricas utilizadas no presente estudo. E, finalmente, a seção 4.3 apresenta a ocorrência e características médias dos SCMs simuladas para o clima futuro em cenários de mudanças climáticas.

Além disso, resultados da presente tese de doutoramento foram publicados em Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017), Rehbein et al. (2019), apresentados em congressos e reuniões científicas e são o conteúdo de dois artigos científicos em preparação para submissão.

4.1 SCMs observados no clima presente e impactos associados

4.1.1 Avaliação da identificação de SCMs usando estimativas de precipitação

São esperadas diferenças nas características médias dos SCMs identificados com as distintos dados observacionais. Com relação às áreas dos SCMs, é esperado que sejam maiores usando Tb, assim como os tempos de vida, uma vez que o SCM é composto por diferentes tipos de nuvens em diferentes fases do ciclo de vida, que não necessariamente estejam precipitando. Isto pode ser observado nas Figs. 4 e 5 e por Machado e Rossow (1993) (Fig. 5), onde na fase de maturação, por exemplo, 52% da área do sistema convectivo é composta por nuvens cirrus. Da mesma forma, o número de SCMs usando Tb é menor comparado a precipitação, uma vez que embaixo de um amplo escudo de nuvens podem co-existir mais de uma região contígua de precipitação associada. Estas questões serão discutidas na presente seção, juntamente com a

avaliação das performances do IMERG e do CMORPH.

Um estudo de caso de um dos 99 SCMs detectados e estudados em Rehbein et al. (2019) é apresentado nas Figs. 4 e 5. No caso da Tb, o SCM foi detectado inicialmente às 1800 UTC (Fig. 4a e 5a) e com IMERG às 1830 UTC (Figs. 4d e 5d), ligeiramente a noroeste da gênese detectada usando a Tb. O passo de tempo da maturação ou maior extensão divergiu em 4 horas no comparativo Tb e IMERG, onde a maior extensão horizontal do SCM identificado com Tb ocorreu às 0130 UTC do dia seguinte à gênese (20 de julho de 2015, Figs. 4b e 5b). No caso do IMERG, houve uma junção do SCM com um aglomerado a noroeste por uma estreita região de pixels contíguos, o que também levou ao deslocamento do centro geométrico deste SCM mais a norte. Isso não exclui o fato de que este SCM tenha tido uma grande área também às 0130 UTC, mas, pelo fato da junção ao norte, acabou tendo a maior área às 2130 UTC (Figs. 4e e 5e). No caso do CMORPH, a gênese ocorreu com a detecção de um aglomerado de precipitação às 1430 UTC com propagação para oeste da posição original (Figs. 4g e 5g). Por volta das 1800 UTC, este sistema convectivo juntou-se com outro surgido mais ao sul (na região onde a detecção por Tb e IMERG foram feitas), prolongando o ciclo de vida do SCM. A partir da junção, a trajetória do centro geométrico deste SCM (em azul) foi similar à da Tb (em preto) até a fase de maturação, onde a trajetória do SCM detectado pelo CMORPH retornou à norte da Tb, que desviou-se para o sul (Figs. 4h e 5h). O *cluster* que deu origem ao SCM identificado com CMORPH também foi observado usando Tb e IMERG, porém com duração menor, dissipando-se nas primeiras horas do seu ciclo de vida. Desta forma, o SCM encontrado com CMORPH foi afetado pela união de um *cluster* propagado no tempo e no espaço, mas que deveria ter dissipado logo após seu surgimento, resultado do método utilizado para obtenção de precipitação do CMORPH. A dissipação ocorreu às 0530 UTC usando Tb (Figs. 4c e 5c) e aproximadamente 2 horas depois usando precipitação (Figs. 4f, 4i, 5f e 5i), indicando presença de precipitação associada à nebulosidade remanescente do SCM (neste caso o limiar de Tb pode ter sido muito restritivo).

O número médio anual de SCMs encontrados usando o CMORPH é aproximadamente duas vezes maior que usando Tb (Tabela 4 e Fig. 7), sendo que a maioria deles (cerca de 54%) possuem longa duração (Fig. 8), com um tempo de vida médio de 7,6 horas, o contrário daqueles identificados usando Tb e IMERG (Tabela 4), porém possuindo menores áreas (Fig. 6). Além disso, conforme visto na análise anterior, o CMORPH tende a prolongar o ciclo de vida dos SCMs juntando a convecção espontânea e de curta duração com aquela mais duradoura. Isto também impacta no ciclo de vida e horário pico de gênese dos SCMs (Fig. 9), que usando CMORPH ocorre a partir das 1400 UTC, mais de 2 horas antes que a Tb e o IMERG. Por outro lado, a área dos SCMs, que são menores usando precipitação, são ainda mais inferiores usando o

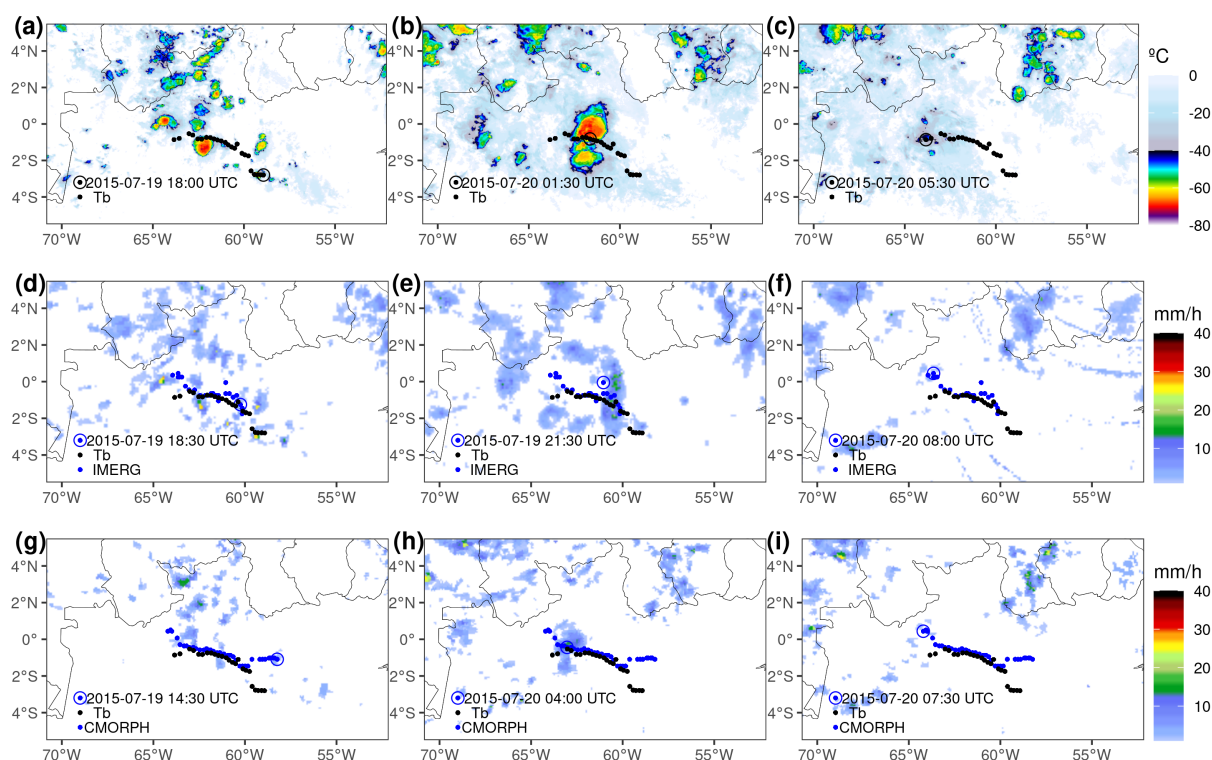


Figura 4 – (a)-(c) Temperatura de brilho ($^{\circ}\text{C}$), (d)-(f) precipitação (mm/h) do IMERG, (g)-(i) precipitação (mm/h) do CMORPH nas fases de gênese (a, d, g), maturação (b, e, h) e dissipação (c, f, i) de um SCM ocorrido entre 19 e 20 de julho de 2015 próximo às estações do GoAmazon2014/5. O horário de cada fase é indicado na legenda de cada figura. Apenas Tbs $< 0^{\circ}\text{C}$ e precipitações acima de 1 mm são apresentadas. Os pontos pretos indicam o centro geométrico do SCM rastreado usando temperatura de brilho e os pontos azuis, usando precipitação. O círculo ao redor dos pontos indica a posição em que o SCM se encontra em cada fase.

CMORPH (Figs. 4, 5 e 6). Já, o ciclo anual dos SCMs encontrados com o CMORPH é consistente com aqueles encontrados usando Tb e IMERG, porém superestimando o número de SCMs, com maiores valores entre outubro a abril (Fig. 10). A distribuição espacial também é similar comparando CMORPH, Tb e IMERG, porém com maiores densidades usando o CMORPH, uma vez que apresenta maior número de SCMs e maiores durações (Fig. 11).

Uma vez que os SCMs do CMORPH têm menor área, as intensidades médias e máximas (PMED e PMAX, respectivamente) de cada *cluster* tendem ser maiores, comparada ao IMERG (Fig. 13), pois a média calculada pelo ForTraCC ocorre em uma menor área. O predomínio de SCMs de longas durações e maiores intensidades (Fig. 15) dos SCMs encontrados usando CMORPH geram a proporção média anual de precipitação (57%) maior que a do IMERG (cerca de 37%, conforme discussão na seção 4.1.3) e que ao que tudo indica é superestimada. Portanto, o CMORPH tem uma performance inferior ao IMERG na representação de SCMs, apresentando muito mais

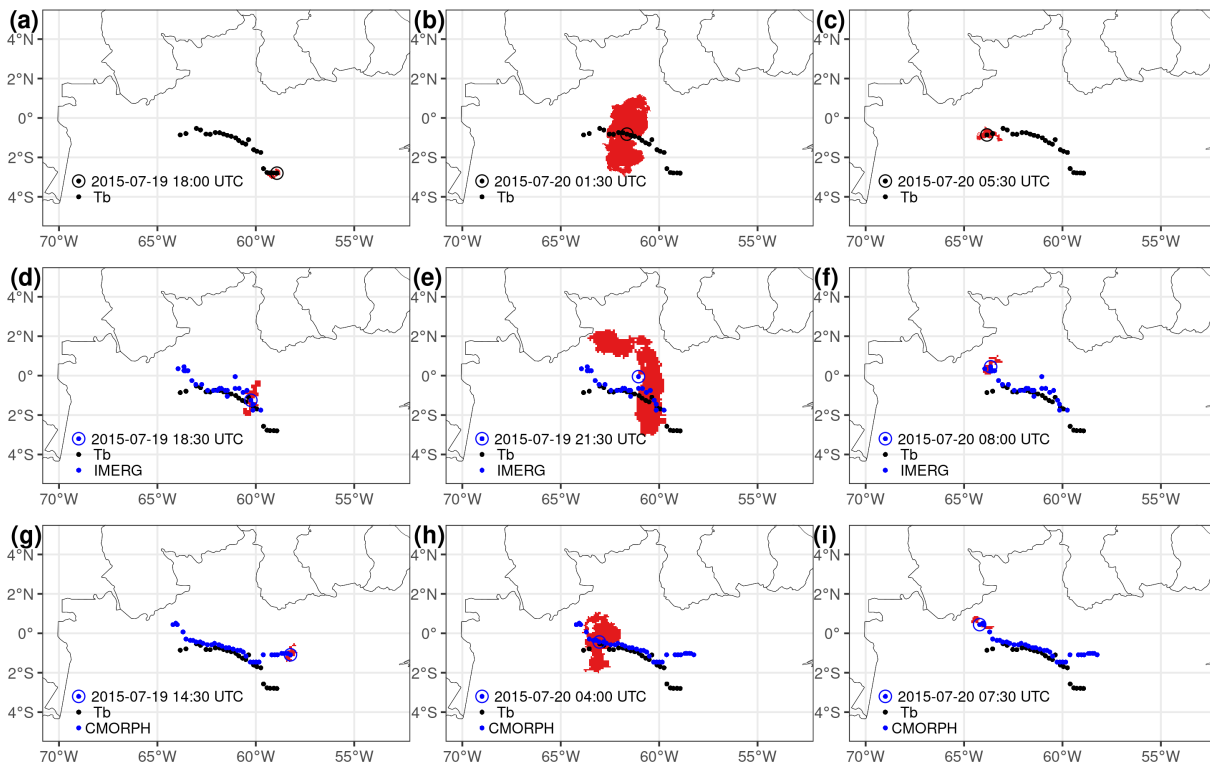


Figura 5 – Clusters (aglomerados de pixels) gerados pelo ForTraCC na identificação dos SCMs (sombreado em vermelho), usando dados de (a)-(c) temperatura de brilho; (d)-(f) precipitação do IMERG; (g)-(i) precipitação do CMORPH nas fases de gênese (a, d, g), maturação (b, e, h) e dissipação (c, f, i) de um SCM ocorrido entre 19 e 20 de julho de 2015 próximo às estações do GoAmazon2014/5. O horário de cada fase é indicado na legenda de cada figura. Os pontos pretos indicam o centro geométrico do SCM rastreado usando temperatura de brilho e os pontos azuis, usando precipitação. O círculo ao redor dos pontos indica a posição em que o SCM se encontra em cada fase. Apenas os clusters do SCM em questão são apresentados.

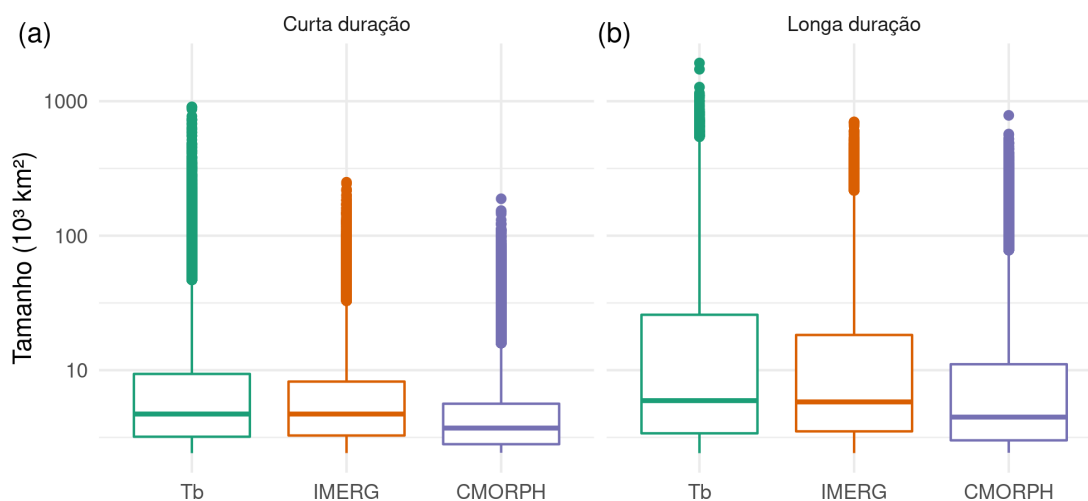


Figura 6 – Distribuição das áreas dos SCMs de (a) curta e (b) longa duração, de acordo com o a fonte de dados. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).

sistemas, áreas menores e longos tempos de vida, divergindo do encontrado usando Tb e IMERG. Além do mais, o CMORPH foi descontinuado em 2019, ano em que foram disponibilizadas as estimativas do IMERG desde junho de 2000 até o presente (com três meses de latência no caso do produto utilizado no presente estudo). Por isso, a partir deste ponto as características dos SCMs serão estudadas e discutidas usando somente o Tb e IMERG.

4.1.2 Características gerais dos SCMs no clima presente

Na presente seção as características básicas de SCMs identificados usando precipitação do IMERG e do CMORPH são apresentadas, comparando-as com aquelas encontradas por Rehbein (2016) e Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017), os quais usaram dados de temperatura de brilho (Tb) do canal infravermelho de satélites geostacionários. Naqueles trabalhos a ocorrência e características médias dos SCMs usando Tb foram minuciosamente comparadas com a literatura, encontrando resultados bastante consistentes, exceto para a velocidade que é calculada com base nos centros geométricos, os quais são influenciados grandemente pelo formato dos *clusters*, conforme visto na Fig. 5, e que, portanto, resultou em velocidades menores comparado à literatura.

As principais características dos SCMs na bacia Amazônica de acordo com os dados observacionais usados para sua identificação estão na Tabela 4. O número médio de SCMs encontrados usando precipitação é maior que aquele encontrado usando Tb, o que era esperado devido à natureza dos dados, conforme discutido anteriormente na seção 4.1.1. A Fig. 7 mostra a ocorrência anual dos SCMs de 2000 a 2015, onde é possível notar uma diminuição dos SCMs ao longo da série usando as três fontes de dados, com maior diminuição em 2014 e 2015, principalmente na Tb. Portanto, 2014 e 2015 não foram usados para computar as médias apresentadas neste estudo, mas serão estudados separadamente na seção 4.1.5. Além disso, estes dois anos fazem parte do projeto GoAmazon2014/5, onde os SCMs apresentaram uma grande variação em número e determinadas características, tais como tamanho e deslocamento, em comparação com os anos anteriores (REHBEIN, 2016; REHBEIN et al., 2019).

SCMs de curta duração, ou seja, durações entre 3 horas e 5 horas e 30 minutos, são predominantes com aproximadamente 60% das ocorrências. A Fig. 8 mostra que a maior frequência de SCMs está relacionada às durações menores, próximas ao limiar inferior (3 horas, que é também a moda, Tabela 4). Por outro lado, SCMs de longa duração (acima de 6 horas) podem ser predominantes em outras regiões da bacia Amazônica, como na parte sul, conforme mostrado por Salio, Nicolini e Zipser (2007).

Para verificar os horários preferenciais de ocorrência de SCMs, no presente

Tabela 4 – Principais características médias dos SCMs de acordo com o tipo de dado usado para sua identificação. Desvios padrões estão entre parênteses.

Características		Tb	IMERG	CMORPH
Ocorrência média (SCMs/ano)		7181 (±927,0)	9660 (±410,0)	13261 (±964,6)
Frequência de ocorrência (%)	Curta duração	64	58,4	46,3
	Longa duração	36	41,6	53,7
Tempo de vida (h)	Média	6,0 (±4)	6,5 (±4,8)	7,6 (±5,5)
	Mediana	4,5	5,0	6,0
	Moda	3,0	3,0	3,0
Horário preferencial de gênese (UTC)		1700-2000	1600-2000	1400-2000
Velocidade (km/h)		22,1 (±2,6)	27,8 (±7,9)	23,9 (±8,7)
Deslocamento (km)	Curta duração	107,1 (±8,9)	84,9 (±58,2)	78,0 (±51,0)
	Longa duração	272,4 (±32,6)	253,9 (±208,5)	229,5 (±205,4)
	Todas	166,4 (±23,5)	155,2 (±164,3)	159,4 (±171,9)
Intensidade média (Tb: K e IMERG ou CMORPH: mm/h)	Gênese	221,9 (±4,3)	2,7 (±1,3)	2,6 (±1,4)
	Maturação	222,8 (±3,5)	3,2 (±1,1)	3,7 (±1,6)
	Dissipação	228,6 (±3,5)	2,5 (±1,2)	2,4 (±1,4)

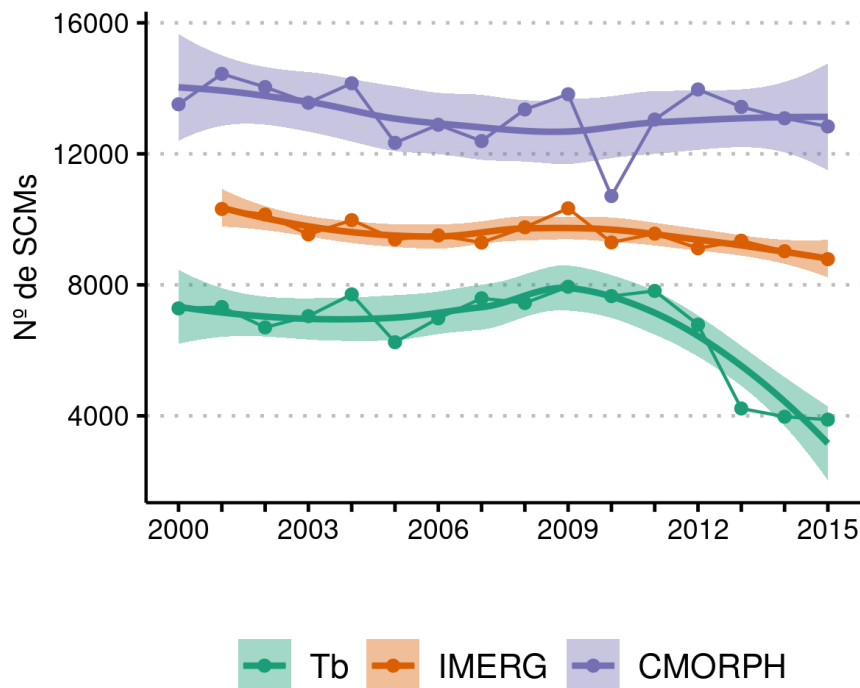


Figura 7 – Ocorrência anual de SCMs na bacia Amazônica (linha com círculos fechados), regressão local (linha suavizada) e intervalo de confiança de 95% (sombreado) usando Tb (verde), IMERG (laranjado) e CMORPH (roxo).

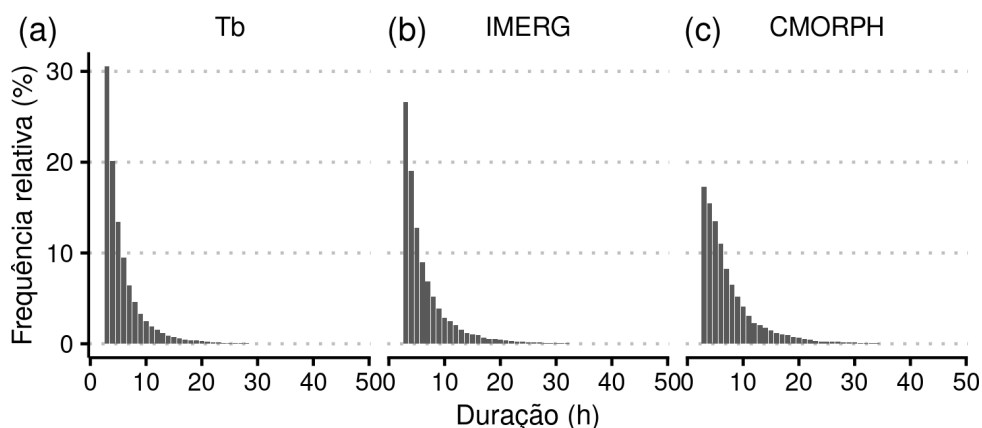


Figura 8 – Frequência de ocorrência por tempo de duração dos SCMs identificados com (a) Tb, (b) IMERG e (c) CMORPH. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG). Os tempos de duração foram limitados entre 3 e 50 horas.

estudo foi utilizada a sugestão de (HUFFMAN et al., 2020), onde os horários nominais são representantes das horas em questão até os próximos 29 minutos e 59 segundos. Por exemplo, a intensidade média da precipitação às 0000 UTC representa uma média deste horário até as 00:29:59 UTC; já o horário das 0030 UTC representa 00:30:00 UTC até as 00:59:59 UTC, que será as próximas 0100 UTC (notação adotada no presente estudo). Desta forma, os SCMs identificados com Tb e precipitação apresentam ciclos diurnos bastante similares entre si nas três fases do ciclo de vida, diferindo apenas nos horários de maior ocorrência ou pico, onde a precipitação apresenta defasagem no pico de ocorrências (Fig. 9). Na fase de gênese, há uma diferença de duas horas no horário pico entre o IMERG e a Tb. No horário de pico há também uma acentuação dos desvios padrões, indicando uma maior variância em suas ocorrências neste período. Portanto, de forma geral há uma concordância entre as fases nos diferentes dados e a maturação ocorre cerca de 3 a 4 horas após a gênese.

A distribuição sazonal dos SCMs por precipitação é similar àquela obtida usando Tb (Fig. 10) com maior frequência durante a estação chuvosa (novembro a março) e pico em março, e menor frequência na estação seca (maio a setembro) e menor ocorrência em agosto. A distribuição espacial mostra que os SCMs seguem o ciclo anual da convecção na Amazônia (HOREL; HAHMANN; GEISLER, 1989; MACHADO; ROSSOW, 1993). Desta forma, em dezembro a fevereiro (DJF), uma vez que a ZCIT em sua posição mais ao sul (HASTENRATH; LAMB, 1977 apud UVO et al., 1998) e a convecção está mais deslocada para a região tropical da América do Sul, os SCMs ocorrem distribuídos em toda a bacia Amazônica. Existem regiões preferenciais de ocorrência, como aquelas à oeste próximas aos Andes - que são também *hotspots* de precipitação (ESPINOZA et al., 2015) e de raios (ALBRECHT et al., 2016) e onde são observadas as tempestades mais intensas da Amazônia (NUNES, 2015; NUNES

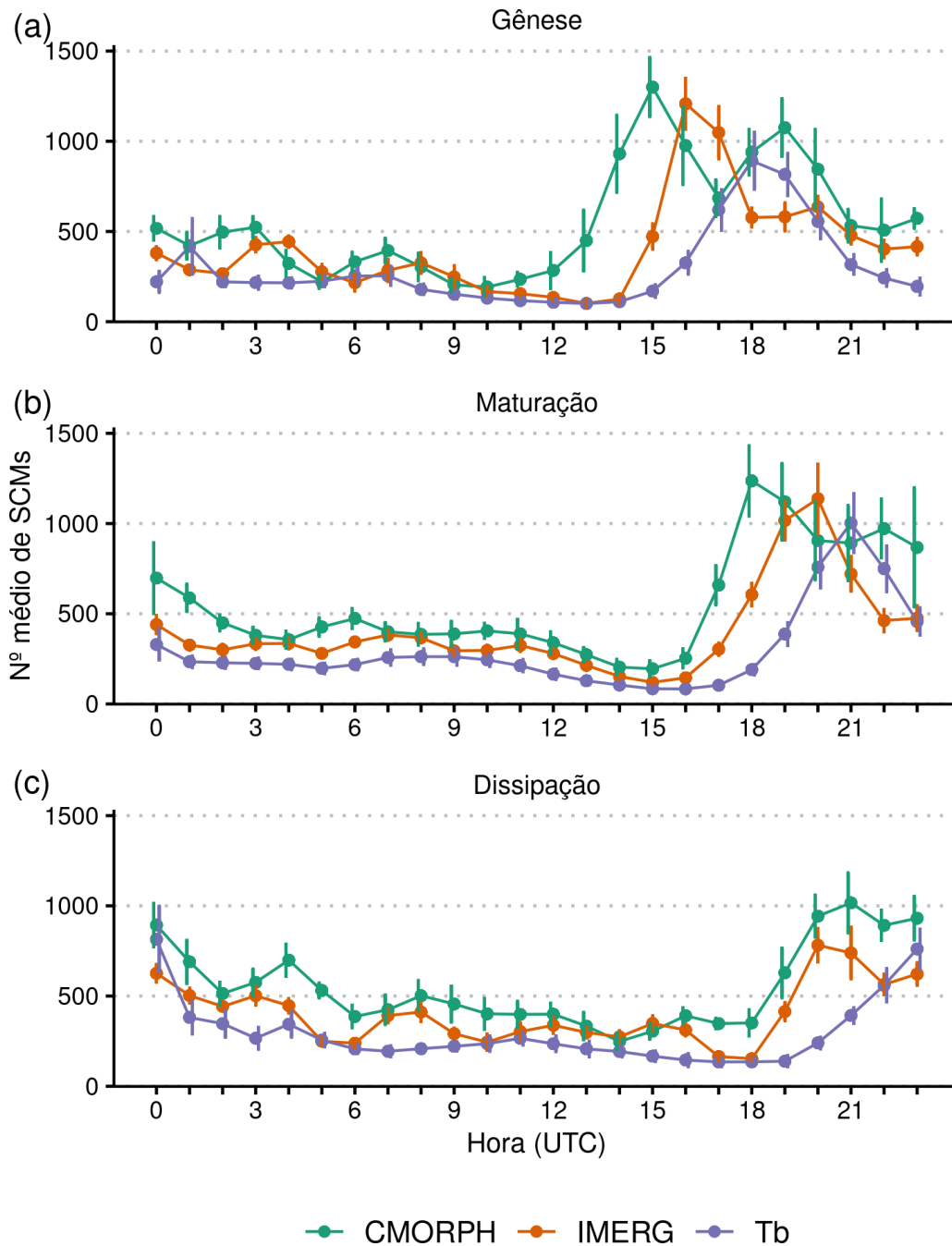


Figura 9 – Distribuição horária da (a) gênese, (b) maturação e (c) dissipação dos SCMs identificados usando CMORPH (linha verde), IMERG (linha laranja) e Tb (linha roxa). Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).

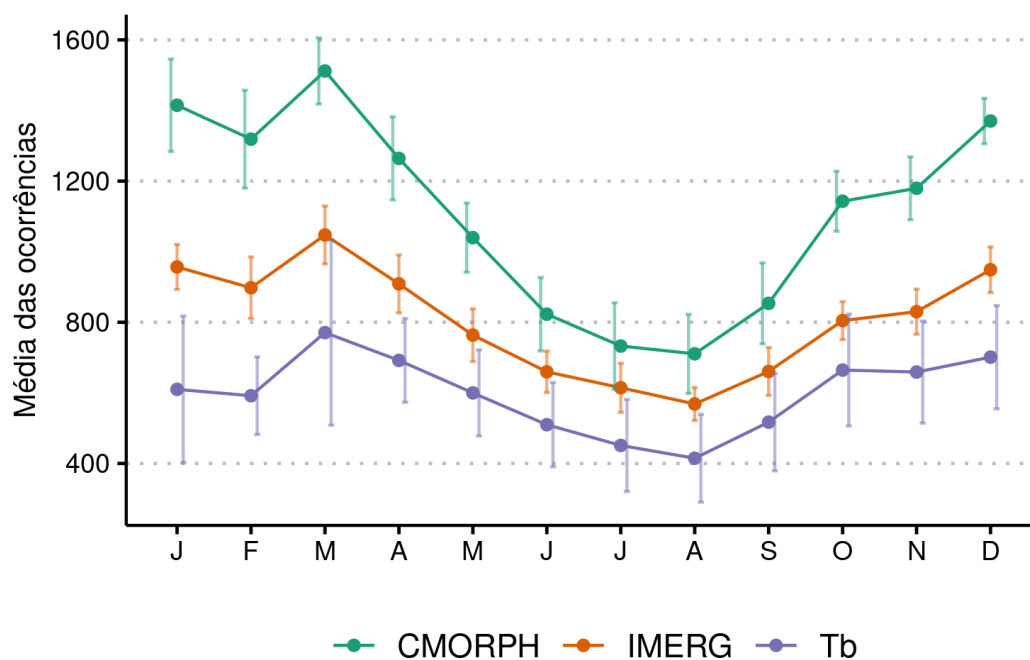


Figura 10 – Ocorrências médias mensais e desvios padrão dos SCMs usando CMORPH (linha verde), IMERG (linha laranja) e Tb (linha roxa). Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).

et al., 2016), ao norte próximo ao escudo das Guianas e no sudeste, relacionados à topografia ou mesmo à ZCAS (Fig. 11), conforme já discutido por ??Laurent et al. (2002), Rehbein (2016), Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2017) e Anselmo et al. (2021). As menores densidades neste período ocorrem no extremo nordeste da bacia Amazônica. Entre março a maio (MAM), o padrão de densidade é parecido com o de DJF, porém com menor densidade na parte sul e aumento no extremo norte, relacionado ao posicionamento da ZCIT (HASTENRATH; LAMB, 1977 apud UVO et al., 1998) e deslocamento da convecção para norte (HOREL; HAHMANN; GEISLER, 1989). Nos meses de junho a agosto (JJA), a maior densidade de SCMs ocorre no extremo norte da bacia Amazônica, com alguma ocorrência ao longo dos Andes. No caso de setembro a novembro (SON), quando há o retorno da estação chuvosa para a região central da bacia Amazônica, observa-se maior densidade de SCMs naquela região e ao longo dos Andes.

A distribuição das áreas dos SCMs identificados usando os diferentes dados é, em geral, bastante parecida (Fig. 12). Na fase de gênese dos sistemas de curta duração, as áreas são levemente inferiores comparadas às áreas dos sistemas de longa duração. Contudo, em ambos os casos, os valores são majoritariamente (75% dos casos) inferiores a $5 \times 10^3 \text{ km}^2$. De forma similar, para a dissipação, onde 75% dos valores possuem áreas inferiores $6 \times 10^3 \text{ km}^2$. Ademais, as áreas durante a gênese são, em geral, menores que as encontradas na dissipação, indicando que provavelmente a dissipação na maioria dos casos ocorra quando os limiares de intensidade

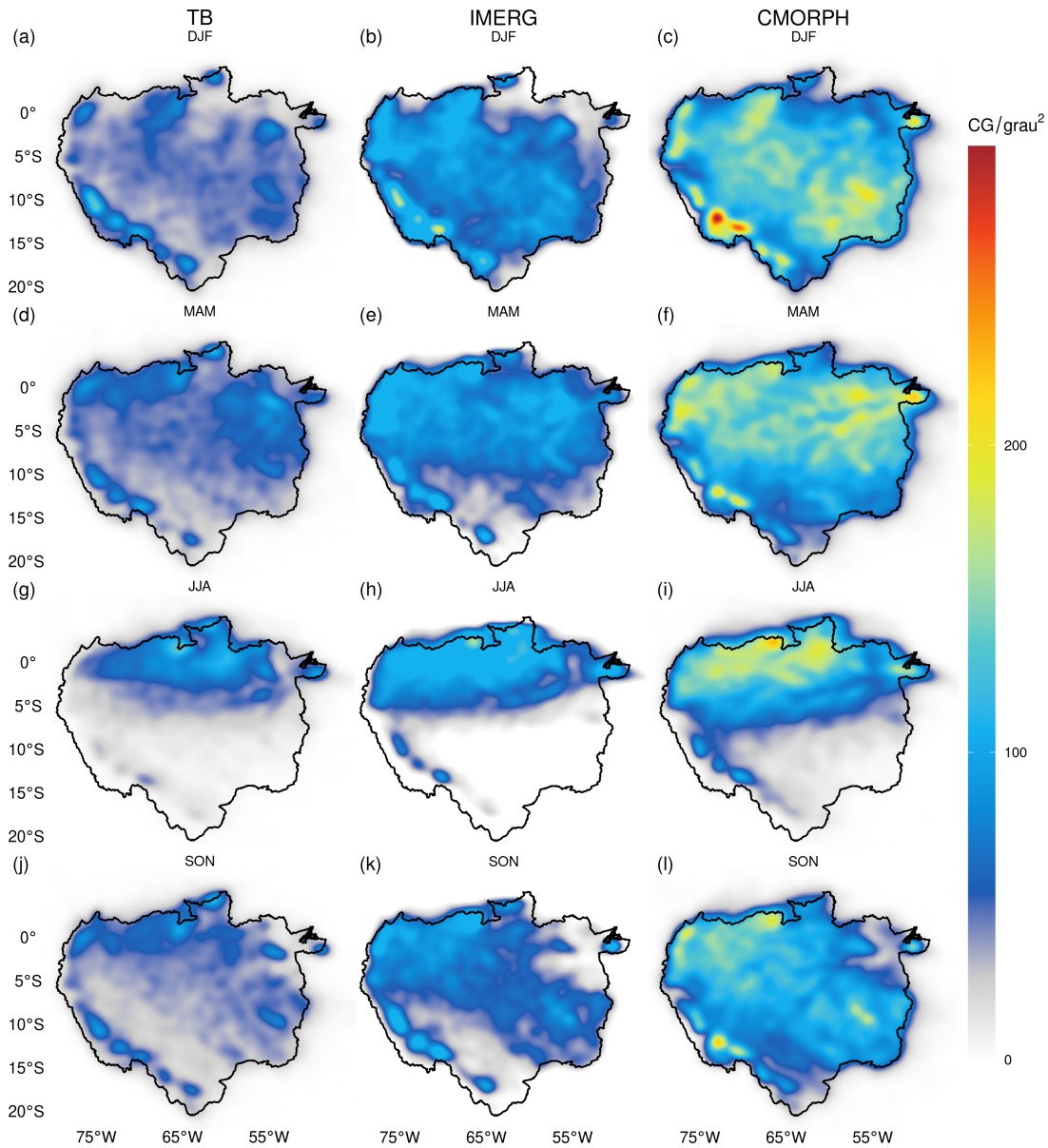


Figura 11 – Densidade média sazonal dos centros geométricos (CG) dos SCMs identificados usando Tb (a, d, g, j), IMERG (b, e, h, k) e CMORPH (c, f, i, l). As médias foram computadas para os trimestres dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), março-abril-maio (MAM), junho-julho-agosto (JJA), setembro-outubro-novembro (SON). Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).

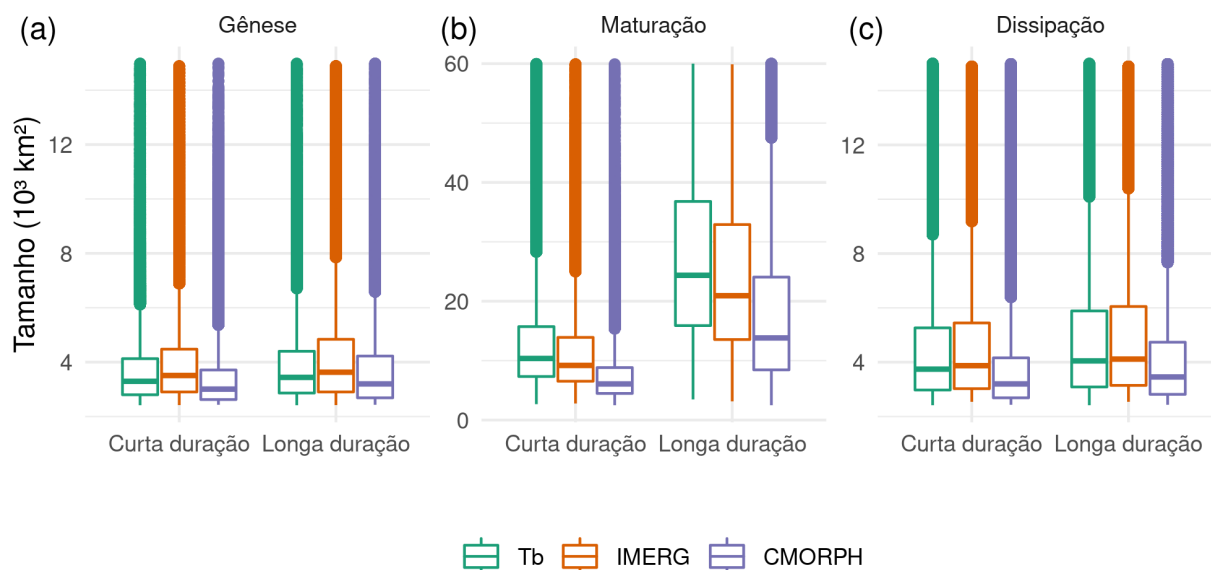


Figura 12 – Distribuição das áreas (10^3 km^2) dos SCMs de acordo com o ciclo de vida (curta duração ou longa duração) e fases (a) gênese, (b) maturação e (c) dissipação e tipo de dado: Tb (verde), IMERG (laranja) e CMORPH (roxo). Os valores foram limitados até $15 \times 10^3 \text{ km}^2$ nas fases de gênese e dissipação, e até $60 \times 10^3 \text{ km}^2$ no período da maturação. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).

não são mais encontrados, em detrimento dos limiares de área. Isto também está de acordo com o esquema proposto por Machado e Rossow (1993) (Fig. 5), onde durante o estágio de formação, os sistemas convectivos apresentam área convectiva relativamente pequena, porém durante a dissipação predominam fragmentos de nuvens *cirrus* maiores, comparados ao estágio de formação dos mesmos. Durante a maturação, que é definida quando a maior área do sistema é atingida, da mesma forma que em Sakamoto (2009) e Sakamoto, Ambrizzi e Poveda (2012), entre outros, dos SCMs de curta duração, as áreas são da ordem de $10 \times 10^3 \text{ km}^2$, o que resulta em um diâmetro efetivo (definido como em Machado et al., 1998) médio superior a 100 km e os SCMs de longa duração possuem mais que o dobro destes valores.

As médias das taxas de precipitação média (PMED) dos SCMs encontrados no presente trabalho (Tabela 4) são superiores à mediana das taxas de precipitações de sistemas convectivos na Amazônia encontradas por Machado et al. (2018) (Fig. 2f) ao longo de 2014 em Manaus (sítio T3 do GoAmazon2014/5). Como estes valores representam a média no *cluster*, a região estratiforme que predomina sobre a convectiva (MACHADO; ROSSOW, 1993), se sobressai, influenciando a ocorrência de intensidades relativamente baixas. Além disso, Zipser et al. (2006) mostraram que os sistemas convectivos na Amazônia são os menos intensos comparado à outras regiões, como, por exemplo, na região sudeste da América do Sul. Por isso, mesmo as taxas de precipitação máxima (PMAX) podem não ser tão intensas (cerca de 10 mm/h) quando comparadas à outras regiões. As maiores intensidades são observadas durante as

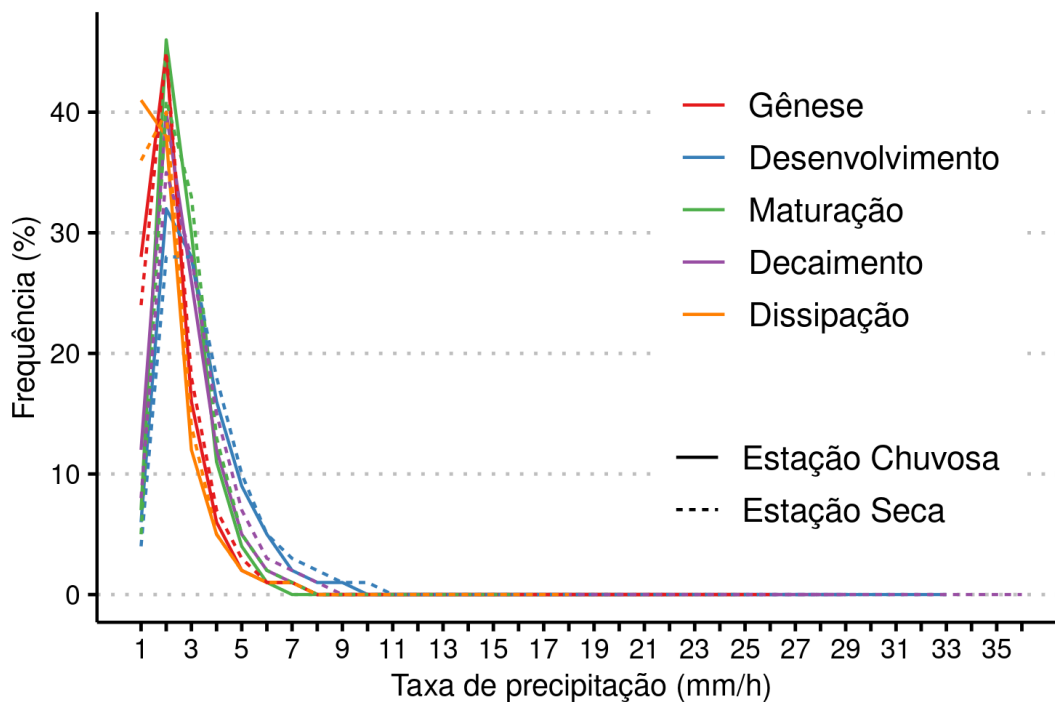


Figura 13 – Frequência de ocorrência (%) das taxas de precipitação média (mm/h) em cada fase do ciclo de vida dos SCMs nas estações chuvosa (linhas inteiras) e seca (linhas tracejadas) usando IMERG. Período: 2001-2013.

fases de desenvolvimento, maturação e decaimento (Fig. 13). As taxas de precipitação média (PMED) mensal, são levemente maiores durante a estação seca, similar a Machado et al. (2018), indicando que apesar da menor ocorrência nessa época, os SCMs podem ser mais intensos.

4.1.3 Impactos dos SCMs na precipitação da bacia Amazônica

Usando valores de taxa de precipitação acima de 0,254 mm/h obtidos nos sítios de coleta de dados do GoAmazon2014/5, mais especificamente em T3 e T0a, durante a ocorrência de SCMs nesta região, foi verificado que a precipitação associada à ocorrência de SCMs foi 74% a 78% maior comparada a dias sem SCMs durante o GoAmazon2014/5, respectivamente (REHBEIN et al., 2019). Esta análise será expandida para toda a bacia Amazônica, conforme mostrado a seguir.

A ocorrência de SCMs, incluindo todos os passos de tempo do seu ciclo de vida, tem um pico por volta das 1800 UTC até 2300 UTC, que é o mesmo período onde ocorre um pico de precipitações na bacia Amazônica (Fig. 14). Este pico é precedido pela menor ocorrência de SCMs e menor intensidade de precipitação por volta das 1200 UTC às 16 UTC, o que também foi observado por Machado, Laurent e Lima (2002) na região sudeste da Amazônia.

A Fig. 15 mostra a precipitação média causada pelos SCMs considerando todos

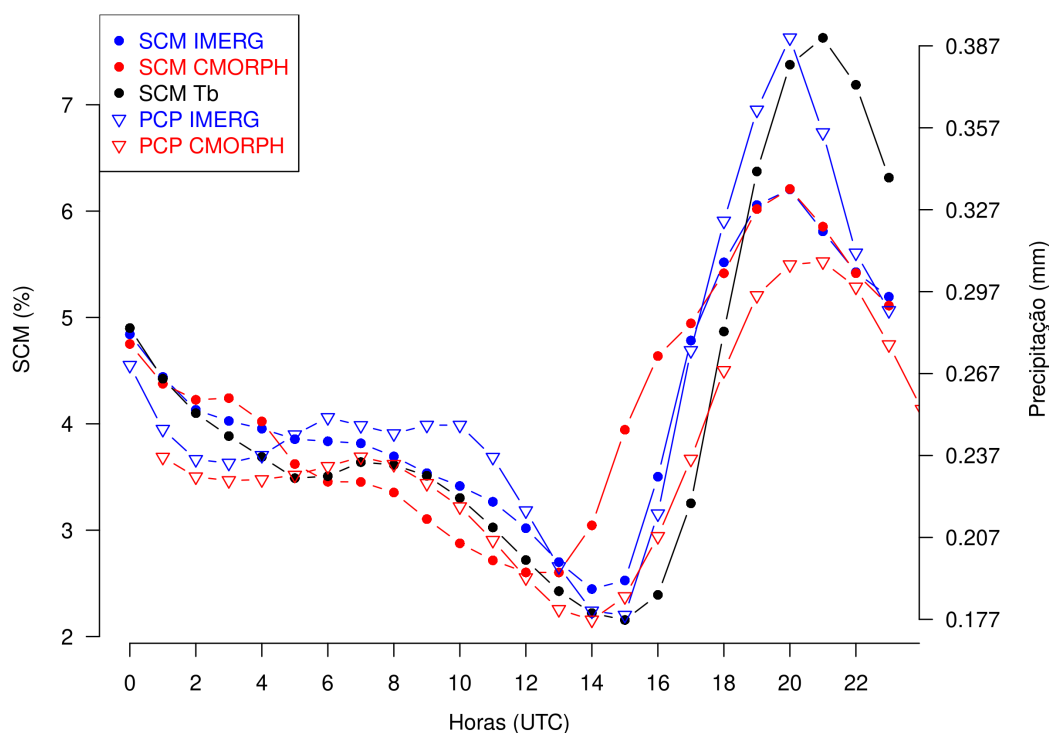


Figura 14 – Distribuição horária da frequência relativa de todos os momentos do ciclo de vida dos SCMs obtidos com IMERG (círculos azuis fechados), CMORPH (círculos vermelhos fechados) e Tb (círculos pretos fechados) e precipitação média horária usando dados do IMERG (triângulos azuis abertos) e CMORPH (triângulos vermelhos abertos) ao longo de toda a bacia Amazônica. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).

seus centros geométricos ao longo do ciclo de vida, a precipitação média correspondente e a proporção entre os dois. Para estimar a precipitação causada pelos SCMs integrou-se a multiplicação entre a taxa de precipitação média (PMED) de cada *cluster* e sua extensão (SIZE) nos *i* pixels da bacia Amazônica e dividida pela precipitação integrada na bacia, conforme mostra a Eq. 4.1.

$$P_{SCM} = \frac{\sum_{i=1}^N (PMED_i \cdot SIZE_i)}{P_{total}} \cdot 100 \quad (4.1)$$

As contribuições mais significativas dos SCMs para a precipitação estão no norte e oeste da bacia Amazônica, com menores proporções (abaixo de 10%) na foz do rio Amazonas (possivelmente foi perdida a contribuição dos SCMs oceânicos, uma vez que estes foram desconsiderados no presente estudo), ao longo da borda leste e ligeiramente à leste da região de máxima proporção (somente com o IMERG; Fig. 15). Desta forma, a contribuição média dos SCMs para a precipitação na bacia

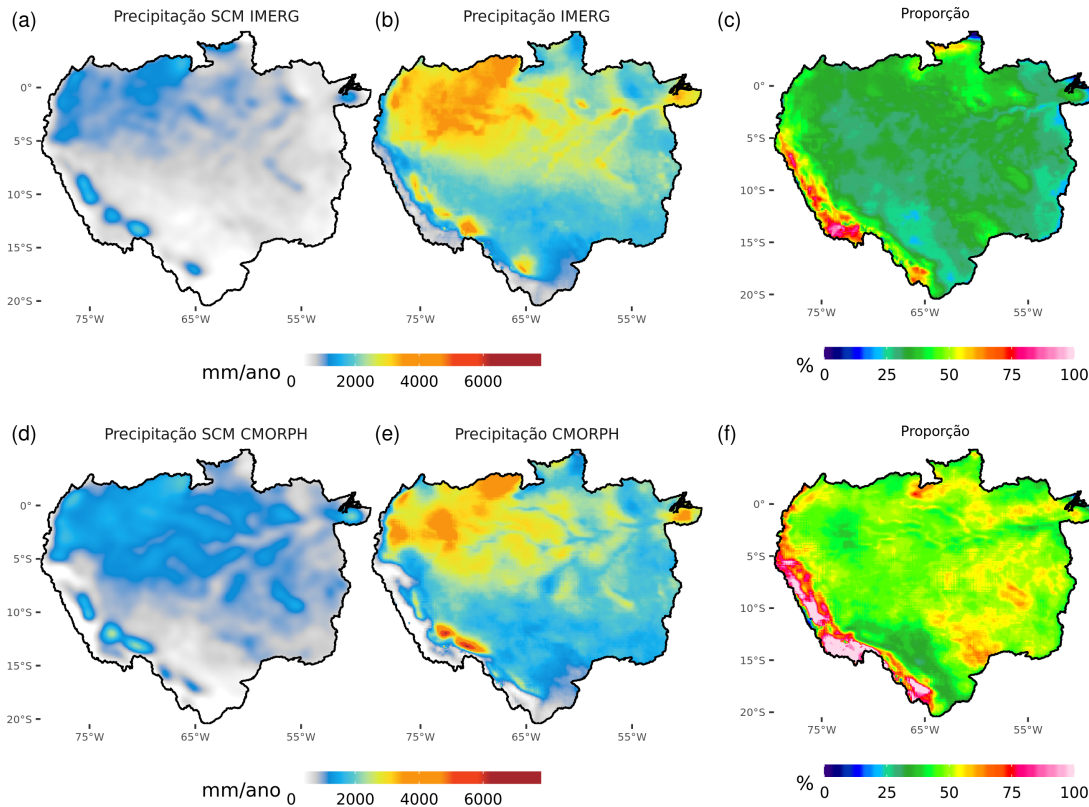


Figura 15 – (a) e (d) Precipitação média anual associada aos SCMs (mm/ano), (b) e (e) precipitação média anual (mm/ano) e, (c) e (f) proporção de precipitação causada pelos SCMs (%) para IMERG e CMORPH, respectivamente. Períodos: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).

Amazônica é de 37,4% usando os dados do IMERG. Um valor similar foi encontrado em Manaus por Greco et al. (1990) durante a passagem de LIs. Por outro lado, Giangrande, Wang e Mechem (2020) encontraram proporções entre 10% a 20% na região central da Amazônia durante o GoAmazon2014/5. Portanto, estas proporções podem variar significativamente ao longo do território Amazônico e de acordo com a metodologia utilizada.

4.1.4 Impactos dos SCMs em outras variáveis meteorológicas: estudos de casos

Rehbein et al. (2019) observaram que alguns SCMs que passaram pelas estações do GoAmazon2014/5 produziram pouca ou nenhuma precipitação sobre estes locais, seja por estarem em estágios de gênese ou dissipação ou por passarem às margens das estações. É o exemplo do SCM ocorrido entre os dias 27 e 28 de maio de 2014, cuja borda mais ao sul passou sobre a T0a entre 1900 UTC e 2030 UTC, como indicado pelas linhas vermelhas tracejadas verticais na Fig. 16, e embora não tenha causado chuva (Fig. 16a), sua assinatura pode ser vista na pressão atmosférica (Fig. 16b), temperatura do ar (Fig. 16c), umidade relativa (Fig. 16d), velocidade e direção

do vento (Figs. 16d e 16e) em diferentes níveis. Um pequeno sistema convectivo com duração curta atuou à frente do SCM, porém sem causar precipitações substanciais (Fig. 16a). A temperatura do ar anterior à passagem do SCM pela estação era aproximadamente 3°C mais alta acima do dossel das árvores em comparação com aquela próxima ao solo (Fig. 16c). Durante a passagem do SCM sobre a T0a essa diferença foi reduzida para cerca de 0,5°C, aumentando logo em seguida à sua passagem e ainda mais após a sua dissipação, indicada pela área sombreada. A umidade relativa (Fig. 16c) também apresentava diferenças com a altura, sendo 20% menor quanto mais distante do solo (até 81 m). Com a passagem do SCM sobre a estação, este gradiente vertical foi reduzido significativamente. Os ventos anteriores ao início dos SCMs desde 42 m até 73 m eram fracos (entre 1 m/s a 2 m/s), com o início do SCM e sua aproximação a T0a, ele dobrou de intensidade, porém durante a passagem do SCM diminuiu significativamente para valores abaixo de 1 m/s. Já, com relação à sua direção, que anterior à passagem do SCM oscilou entre 180°, passou à atuar mais de 360° após à passagem do SCM em T0a.

4.1.5 Variabilidade interanual na ocorrência de SCMs

Conforme a Fig. 7 há uma variabilidade interanual com tendência de diminuição nas ocorrências de SCMs acentuada durante o projeto GoAmazon2014/5. Foi observado que a precipitação neste período ficou acima da média na parte oeste, onde, em 2014, ocorreram inundações históricas (ESPINOZA et al., 2014; MARENGO; ESPINOZA, 2016) e abaixo da média na região leste (SANTOSO; MCPHADEN; CAI, 2017; REHBEIN et al., 2019, entre outros) da bacia Amazônica, mesmo padrão observado com a ocorrência de SCMs (Fig. 17).

Anomalias de TSM e da temperatura à 2 m de altura sobre o continente, assim como de outras variáveis, foram investigadas por Rehbein et al. (2019) para cada ano do GoAmazon2014/5 comparado ao período de 2000 a 2013. Os padrões daquelas anomalias observados em 2014 são característicos de um evento de El Niño e se repetiram no ano de 2015, porém mais intensos. Portanto, a análise a seguir é similar aquela apresentada em Rehbein et al. (2019), no entanto, comparando as médias do período do GoAmazon2014/5 com o período 2000-2013, ao invés de 2014 e 2015 individualmente. Neste sentido, anomalias positivas de TSM acima de 0,5°C ocorreram sobre o oceano Pacífico Equatorial durante o GoAmazon2014/5, apresentando um padrão similar à um evento de El Niño (Fig. 18a). De fato, o ONI esteve positivo a partir do trimestre setembro-outubro-novembro de 2014, seguindo assim ao longo de 2015 até março-abril-maio de 2016 (<https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php>), configurando um dos mais intensos El Niños já registrados (MCPHADEN, 2015; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016; SANTOSO;

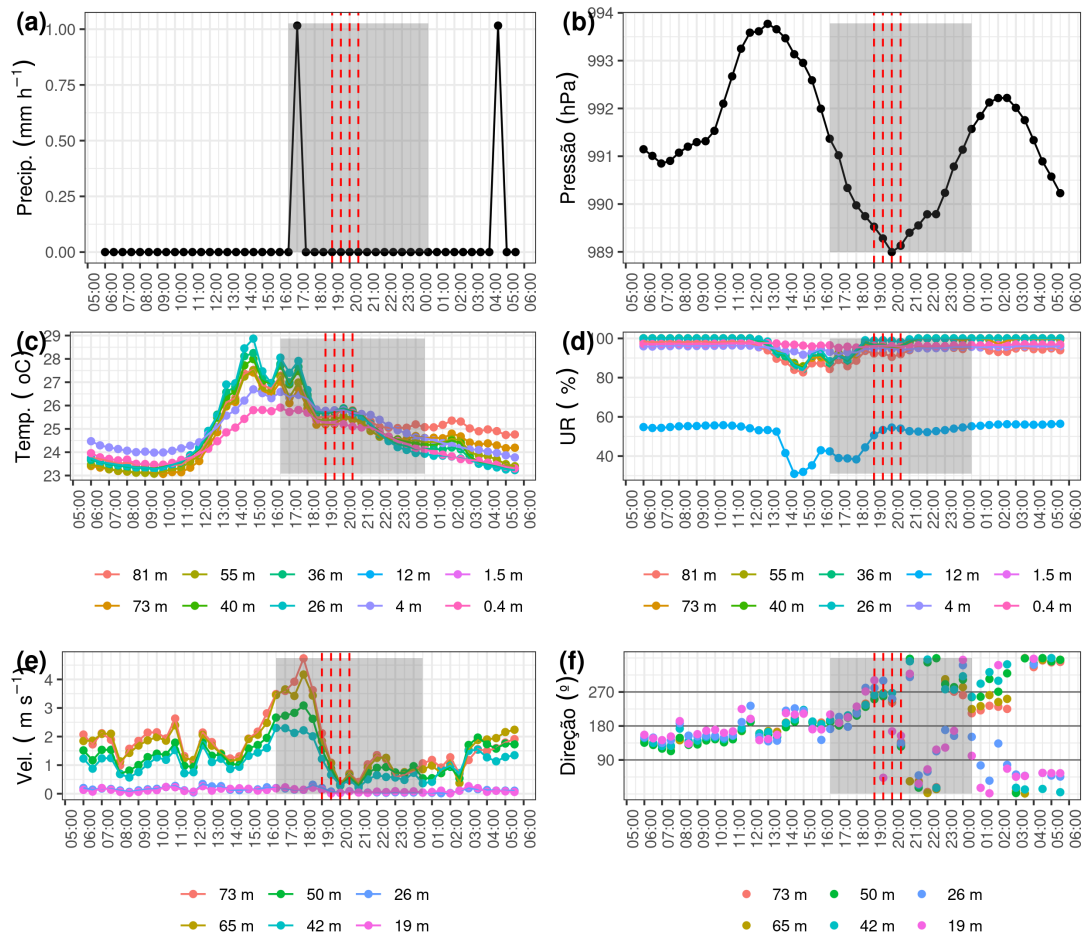


Figura 16 – (a) Taxa de precipitação (mm/h), (b) pressão atmosférica (hPa), (c) temperatura do ar (°C), (d) umidade relativa (%), (e) velocidade do vento (m/s) e (f) direção do vento (°) nos estação T0a (ATTO) em diferentes alturas, conforme indicado nas legendas. Médias computadas para meia hora entre os dias 27 e 28 de maio de 2014 durante a ocorrência de um SCM. A área sombreada indica tempo de vida do SCM e as linhas vermelhas verticais indicam os horários em que o SCM passou pelo estação T0a. O dossel das árvores neste estação fica abaixo de 37,5 m. O pluviômetro e o barômetro estavam a 81,3 m e 31,0 m de altura, respectivamente. Adaptada de Rehbein et al. (2019).

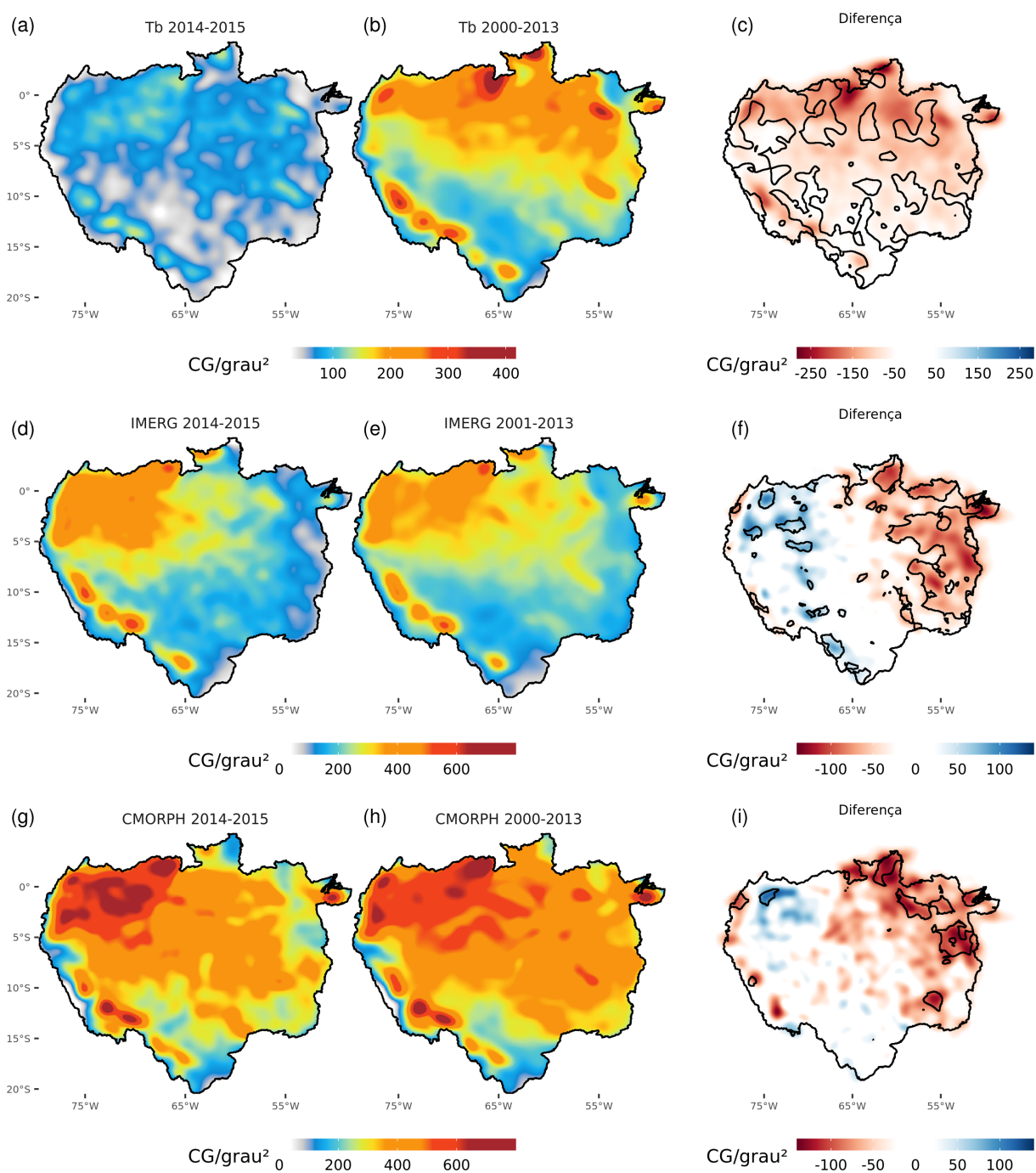


Figura 17 – Densidade média dos centros geométricos (CG) dos SCMs ocorridos durante (a), (d) e (g) o GoAmazon2014/5, (b), (e) e (h) período de referência e (c), (f) e (i) diferença entre GoAmazon2014/5 e o período de referência, usando os dados de (a)-(c) Tb, (d)-(f) IMERG e (g)-(i) CMORPH. As regiões enlaçadas em preto são estatisticamente significativas ao nível de 95%. Período de referência: 2000-2013 (CMORPH e Tb) e 2001-2013 (IMERG).

MCPHADEN; CAI, 2017, entre outros)¹. Fortes eventos de El Niño podem levar a diminuição da precipitação sobre a Amazônica (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; MARENGO; DRUYAN; HASTENRATH, 1993; RONCHAIL et al., 2002; GRIMM, 2003; AMBRIZZI; SOUZA; PULWARTY, 2004; MARENGO et al., 2008; MARENGO et al., 2008; MARENGO; ESPINOZA, 2016, entre outros) por meio de uma circulação direta do tipo célula de Walker, com ar ascendente no leste do oceano Pacífico Equatorial e subsidente na região centro-leste da Amazônia, nordeste do Brasil e oeste do oceano Atlântico Equatorial (MOLION, 1987; AMBRIZZI; SOUZA; PULWARTY, 2004; MARENGO; ESPINOZA, 2016). Além disto, ocorreram anomalias negativas de TSM no oceano Atlântico Tropical, cuja combinação com El Niño geram anomalias negativas de precipitação sobre a Amazônia devido a redução do transporte de umidade para norte da América do Sul pelos ventos alísios de nordeste (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; MARENGO; DRUYAN; HASTENRATH, 1993; RONCHAIL et al., 2002; GRIMM, 2003; AMBRIZZI; SOUZA; PULWARTY, 2004; MARENGO et al., 2008; MARENGO et al., 2008; MARENGO; ESPINOZA, 2016, entre outros).

A TSM é importante moduladora climática, estando associada com anomalias atmosféricas através de padrões de teleconexões ao redor de todo o mundo. Desta forma, em associação com as anomalias de TSM observadas no Atlântico e no Pacífico Tropicais, foram observadas anomalias negativas de umidade específica em baixos em 850 hPa desde o nordeste da bacia Amazônica passando em direção à região Sudeste do Brasil e oceano Atlântico adjacente, onde também foram observadas anomalias positivas de velocidade vertical em 500 hPa (Fig. 18b), indicativos de movimentos subsidentes e desfavorecimento à convecção. Ligeiramente ao sul desta faixa de anomalias mencionadas em direção ao Sul do País e oceano Atlântico adjacente, ocorreram anomalias positivas de umidade específica e anomalias negativas de velocidade vertical, indicando favorecimento à movimentos ascendentes e convecção. Ocorreram anomalias positivas da divergência do vento em 850 hPa (Fig. 19a) e negativas em 200 hPa (Fig. 19b) na mesma região de anomalias positivas de velocidade vertical (à nordeste da bacia Amazônica em direção ao Sudeste do País e oceano adjacente) e o contrário numa faixa ligeiramente ao sul destas anomalias. As anomalias de função de corrente em 850 hPa mostram uma circulação anticiclônica anômala centrada em 30°S/35°W (Fig. 19a), similar ao modo de variabilidade interanual e interdecadal na América do Sul em sua fase anticiclônica que leva subsidência no leste da Amazônia e na região da ZCAS (ROBERTSON; MECHOSO, 2000). O fluxo de umidade integrado verticalmente (VIMF) esteve intensificado em direção à bacia do Prata, no sudeste da América do Sul, acompanhado por forte convergência (valores negativos) onde ocorreram anomalias

¹ Apesar das anomalias positivas de TSM, o ano de 2014 pode não ser considerado um evento de El Niño a depender da metodologia utilizada (e.g., Bureau of Meteorology; BOM; <<http://www.bom.gov.au/climate/enso/outlook/#tabs=ENSO-Outlook-history>>; McPhaden et al. (2015), Chen et al. (2017), entre outros) ou apenas como um evento fraco (SANTOSO; MCPHADEN; CAI, 2017).

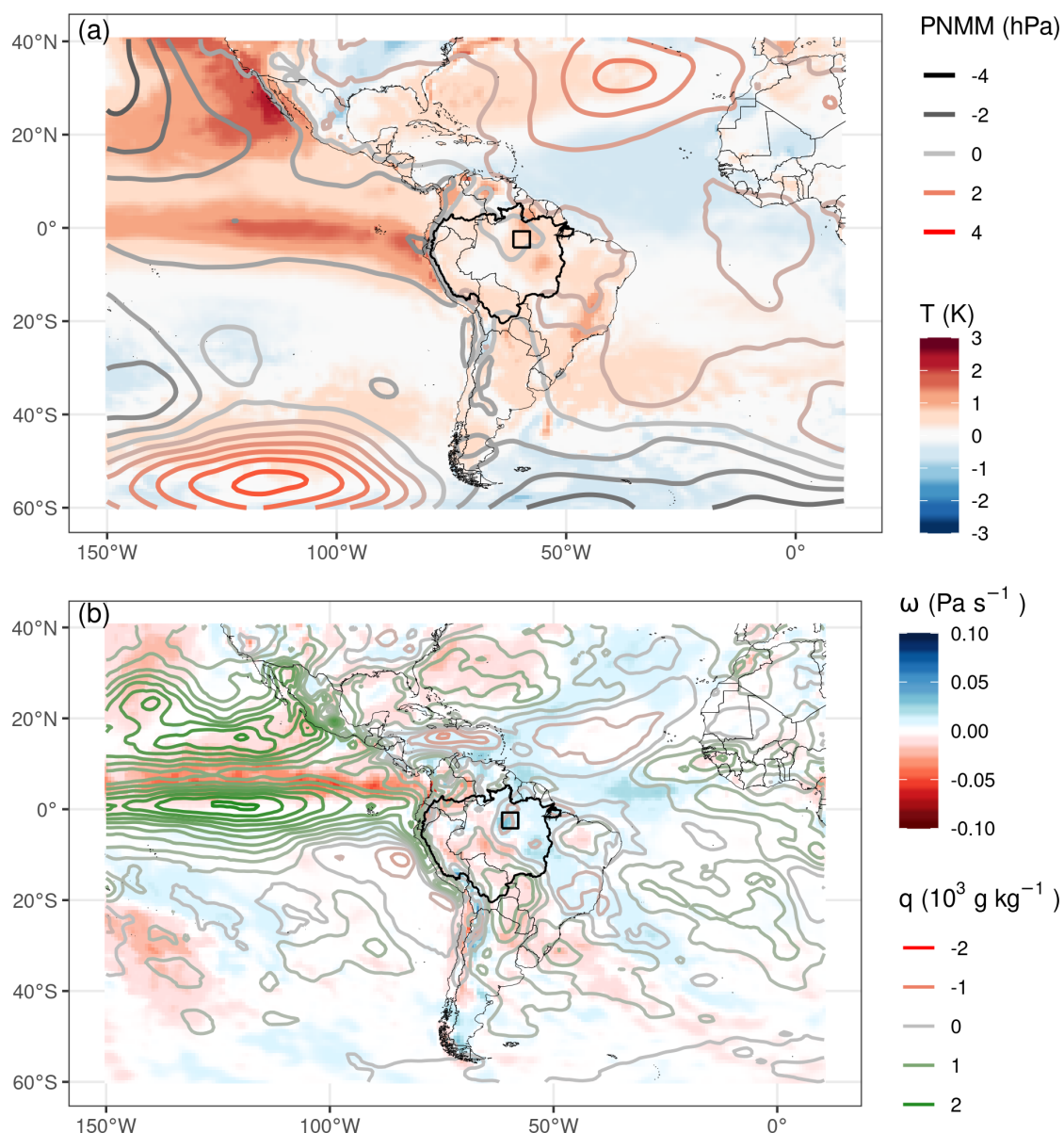


Figura 18 – Anomalias de (a) pressão ao nível médio do mar (PNMM; hPa; contornos) e temperatura na superfície do mar e temperatura à 2 m sobre os continentes (K; sombreado) e (b) velocidade vertical em 500 hPa (ω ; Pa/s ; sombreado) e umidade específica em 850 hPa (q ; 10^3 g/kg ; contornos) durante o GoAmazon2014/5. Período de referência: 2000-2013. Dados: ERA-Interim (DEE et al., 2011). Adaptado de Rehbein et al. (2019)

de precipitação durante o período do GoAmazon2014/5. Do contrário, sobre o leste da bacia Amazônica houve divergência do VIMF (valores positivos; Fig. 20).

4.1.6 Conclusões parciais

Nesta seção foram feitas: a validação do rastreamento usando precipitação, onde descartou-se o conjunto de dados do CMORPH, por não representar adequadamente os SCMs; investigação das ocorrências, comportamentos e características médias de

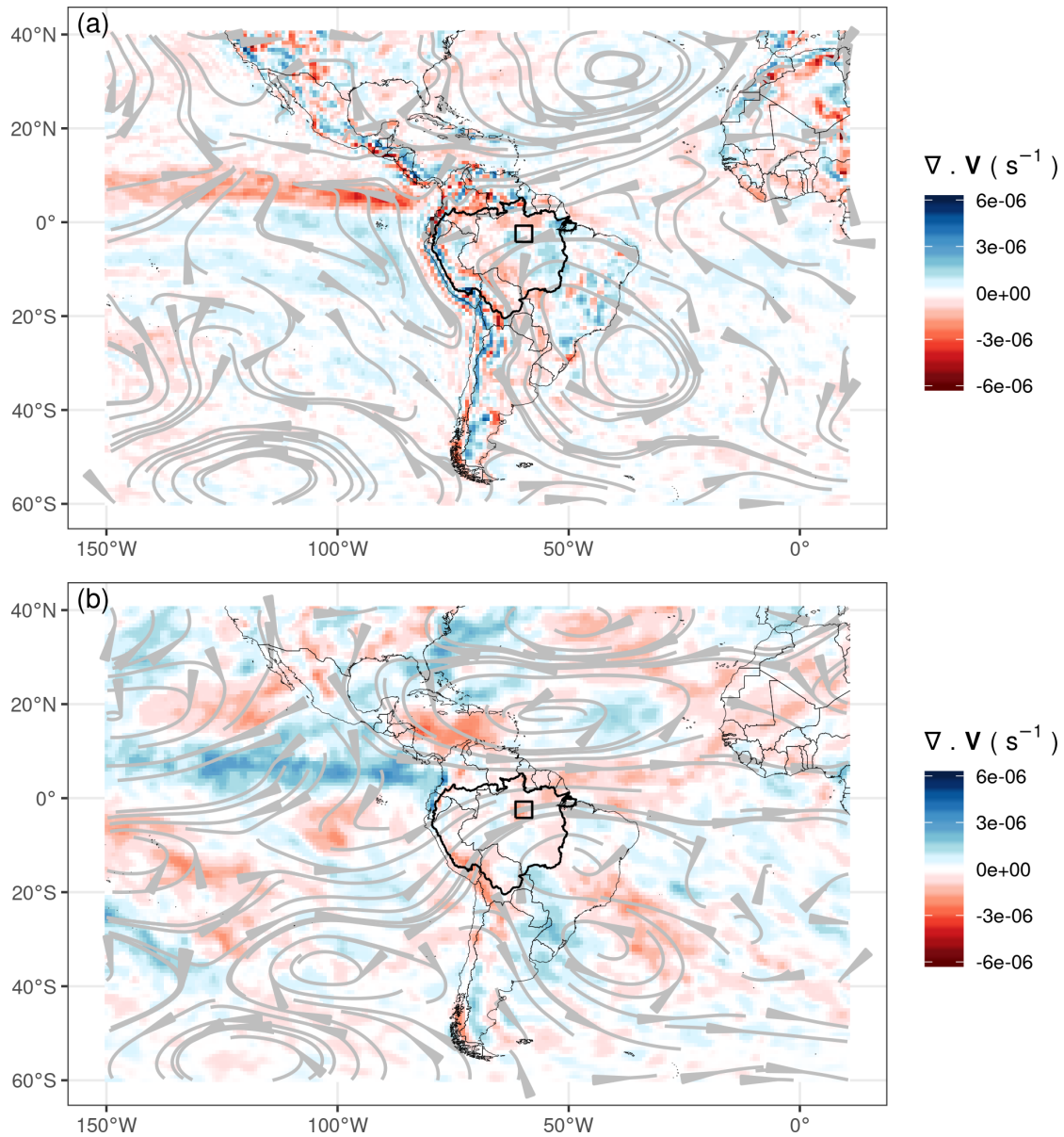


Figura 19 – Anomalias de divergência do vento ($\nabla \cdot \mathbf{V}$; $1/\text{s}$; sombreado) e função de corrente (cinza) em (a) 850 hPa e (b) 200 hPa durante o GoAmazon2014/5. Período de referência: 2000-2013. Dados: ERA-Interim (DEE et al., 2011). Adaptado de Rehbein et al. (2019)

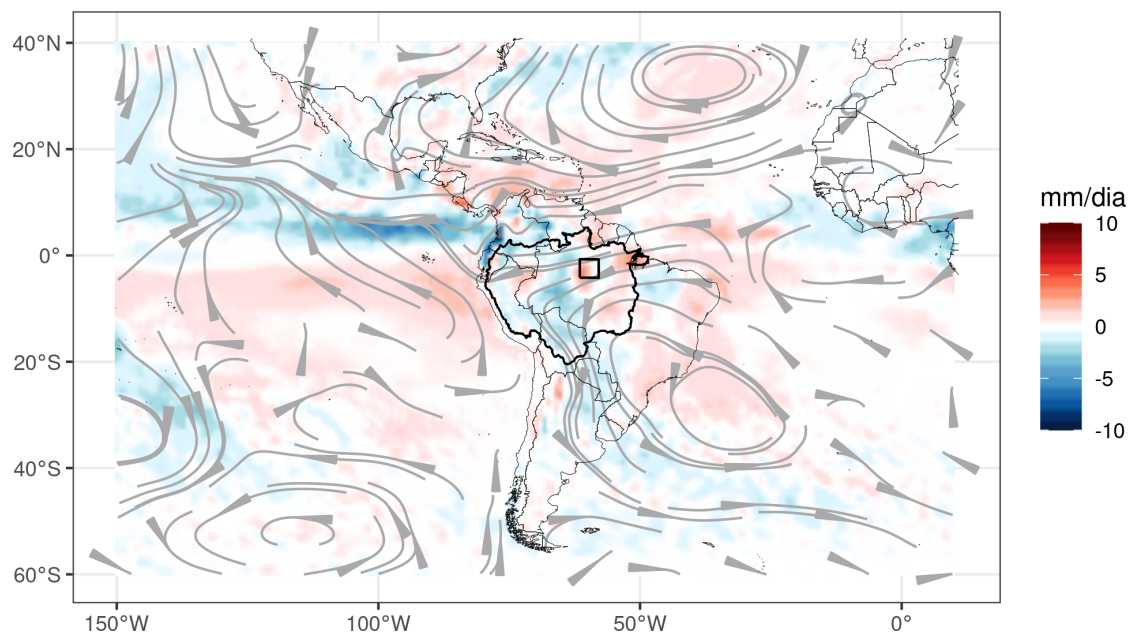


Figura 20 – Fluxo de umidade integrado na vertical (do inglês, VIMF; cinza) e anomalia da divergência de VIMF (mm/dia; sombreado) durante o GoAmazon2014/5. Período de referência: 2000-2013. Dados: ERA-Interim (DEE et al., 2011). Adaptado de Rehbein et al. (2019).

SCMs, usando dados observacionais de precipitação e comparando-as com aqueles descritos na literatura; investigadas o impacto dos SCMs na precipitação da Amazônia, bem como de outras variáveis e; as causas da menor ocorrência de SCMs durante o projeto GoAmazon2014/5.

O conjunto de dados do CMORPH foi descartado das análises por não representar adequadamente os SCMs, superestimando as ocorrências, não representando o ciclo diurno, gerando SCMs de áreas muito pequenas e predominantemente de longa duração, divergindo em todos estes aspectos dos estudos prévios.

O número médio de SCMs encontrados usando dados de precipitação é maior que aquele encontrado usando a temperatura de brilho e suas áreas menores, porém ainda dentro da mesoescala e predominantemente (cerca de 60%) de curta duração (menores que 6 horas). Seus ciclos de vida estão relacionados ao ciclo diurno da convecção na Amazônia, da mesma forma que aqueles identificados com Tb, tendo menor gênese a partir das 2100 UTC até as 1400 UTC e mínimo ligeiramente anterior ao pico de maior ocorrência. A maturação ocorre entre 3 a 4 horas após a gênese, mesmo comportamento dos SCMs encontrados com Tb. Os SCMs são mais frequentes nos meses da estação chuvosa (novembro a março) com pico em março, e menos frequentes nos meses da estação seca (maio a setembro) com menor ocorrência em agosto, similar aos SCMs da literatura. Durante os meses de dezembro a janeiro, a densidade dos SCMs está distribuída ao longo da bacia Amazônica, com regiões preferenciais de ocorrência à oeste próximas aos Andes, ao norte próximo ao escudo

das Guianas e no sudeste, relacionados à topografia ou mesmo à ZCAS. As menores densidades neste período ocorrem no extremo nordeste da bacia Amazônica. Entre março a maio, a parte norte e a faixa oeste da bacia Amazônica, próximo aos Andes, têm maior densidade de SCMs. Nos meses de junho a agosto, a maior densidade de SCMs ocorre ao norte da bacia Amazônica, com alguma ocorrência ao longo dos Andes. No caso de setembro a novembro, quando há o retorno da estação chuvosa para a região central da bacia Amazônica, observa-se maior densidade de SCMs naquela região ao longo dos Andes.

A intensidade média da precipitação é influenciada pela média calculada pelo ForTraCC no *cluster* e fase do ciclo de vida. Durante o desenvolvimento são observadas as maiores intensidades, seguido pelos estágios de decaimento, maturação, gênese e, por fim, dissipação. Os SCMs ocorridos durante a estação seca tendem ser mais intensos em comparação com a estação chuvosa.

A maior ocorrência de SCMs, incluindo todos os passos de tempo, às entre 1800 UTC e 2300 UTC, coincide com o período de maior precipitação. Espacialmente observa-se que a região norte e oeste da bacia Amazônica são as regiões onde a proporção de precipitação dos SCMs é maior. A contribuição média dos SCMs para a precipitação na bacia Amazônica é de 37,4% usando os dados do IMERG. Esta é a primeira estimativa de precipitação causada por SCMs sobre toda a Amazônia. Em determinados locais e anos, pode ser que este valor seja diferente. Alguns SCMs que passaram pelas estações do GoAmazon2014/5 produziram pouca ou nenhuma precipitação sobre estes locais, seja por estarem em estágios de gênese ou dissipação ou por passarem às margens das estações. Embora não causem precipitação, suas assinaturas podem ser vistas na pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento em diferentes níveis.

Há uma tendência de menor ocorrência de SCMs ao longo dos anos, onde também foi possível observar a influência de fenômenos de baixa frequência na escala interanual no número de SCMs. Especificamente, durante o GoAmazon2014/5 houve a menor ocorrência, com anomalias negativas de SCM na região leste da bacia Amazônica e positivas à oeste, acompanhadas de anomalias de precipitação do mesmo sinal. Padrões anômalos na circulação atmosférica sobre a região da América do Sul relacionados à anomalias positivas de TSM no oceano Pacífico Equatorial, que leva o movimento descendente da célula de Walker sobre a região leste da bacia Amazônica, e anomalias negativas de TSM no oceano Atlântico Tropical, que diminuem o fluxo de umidade para a região Norte e Nordeste do País, influenciando também na seca ocorrida sobre o Nordeste brasileiro.

4.2 Verificação das simulações de precipitação

4.2.1 Análise das métricas de verificação

As simulações para os períodos 1950-1960 e 2000-2010 representaram relativamente bem os padrões de precipitação sobre os continentes, principalmente nas regiões subtropicais, onde apresentaram um viés próximo de zero (Figs. 21a-b e 22a-b, respectivamente). Os vieses mais intensos e abrangentes ocorrem sobre as regiões tropicais ao redor do globo, sendo negativos na América do Sul e continente marítimo e positivos na África (Figs. 21c e 22c). O MAE ressalta as diferenças entre as simulações e observações sobre as regiões tropicais do globo, além da costa oeste da América do Norte (Figs. 21d e 22d), sendo mais intensos no norte da América do Sul e no continente marítimo. O MSE evidencia que os erros de maior magnitude ocorrem no extremo norte da América do Sul, noroeste da Índia e Paquistão e embebidos nos erros de menor magnitude na região do continente marítimo (Figs. 21e e 22e). De forma análoga ao MAE, o RMSE mostra as regiões que as maiores diferenças ocorrem nas regiões tropicais (Figs. 21f e 22f).

Focando nas verificações para a região de interesse, observamos mais claramente a distribuição dos erros ao longo da bacia Amazônica (Figs. 23 - Fig. 26). Desta forma, o NICAM subestima a precipitação no norte (Figs. 23c, 24c, 25c e 26c), com maior intensidade no noroeste da bacia Amazônica, nos *hotspots* de precipitação no sudoeste ao longo dos Andes e ao longo do rio Amazonas em direção à sua foz (Figs. 23e, 24e, 25e e 26e). Estas subestimativas de precipitação na Amazônia também ocorrem em outros modelos e têm sido atribuídas à representação das complexas trocas de umidade na superfície. No caso do NICAM parecem estar relacionadas ao relevo e circulações que ocorrem ao longo dos rios (Figs. 25 e 26), o que só foi possível observar com os dados de alta resolução. Com relação aos *hotspots* de precipitação próximos aos Andes, possivelmente complexo relevo e circulações de vento não estão sendo bem representadas.

4.2.2 Comparações dos períodos 2000-2010 e 1950-1960

Nesta seção foram comparadas as precipitações ao longo da bacia Amazônica nos períodos 1950-1960 e 2000-2010, verificando inicialmente se houve mudanças nestes padrões com os dados observacionais do GPCC e em seguida com as simulações do NICAM. Na região central da bacia há uma tendência de aumento de precipitação, apesar de não ser estatisticamente significativo ao nível de 95% (Fig. 27). No leste da bacia predominam diferenças negativas, assim como ao longo dos Andes, com exceção do extremo sul e norte. Por outro lado, diferenças negativas predominam a leste e a norte, sendo estatisticamente significativas apenas no leste. O NICAM mostrou uma

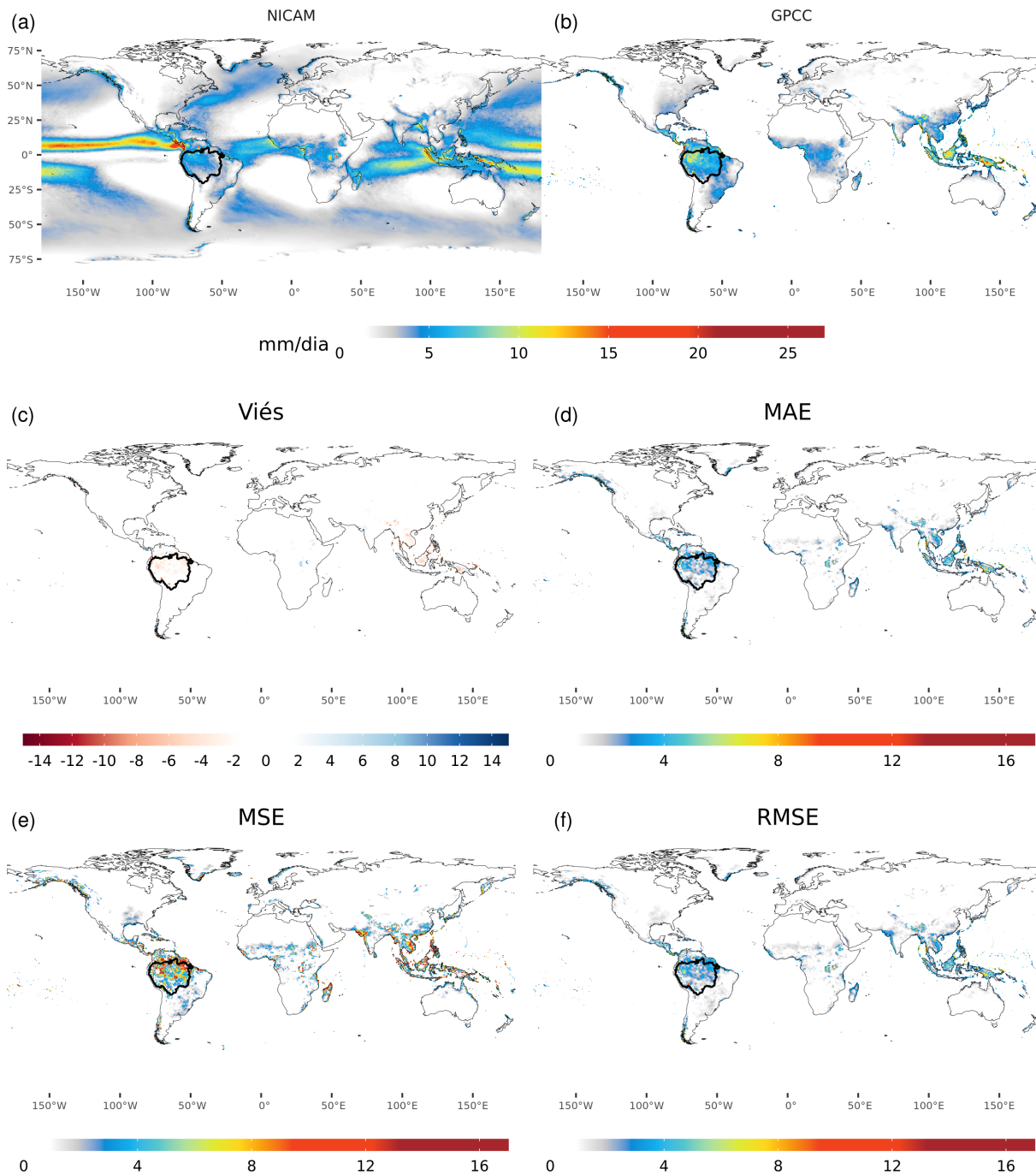


Figura 21 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (GPCC), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE no período de 2000 a 2010.

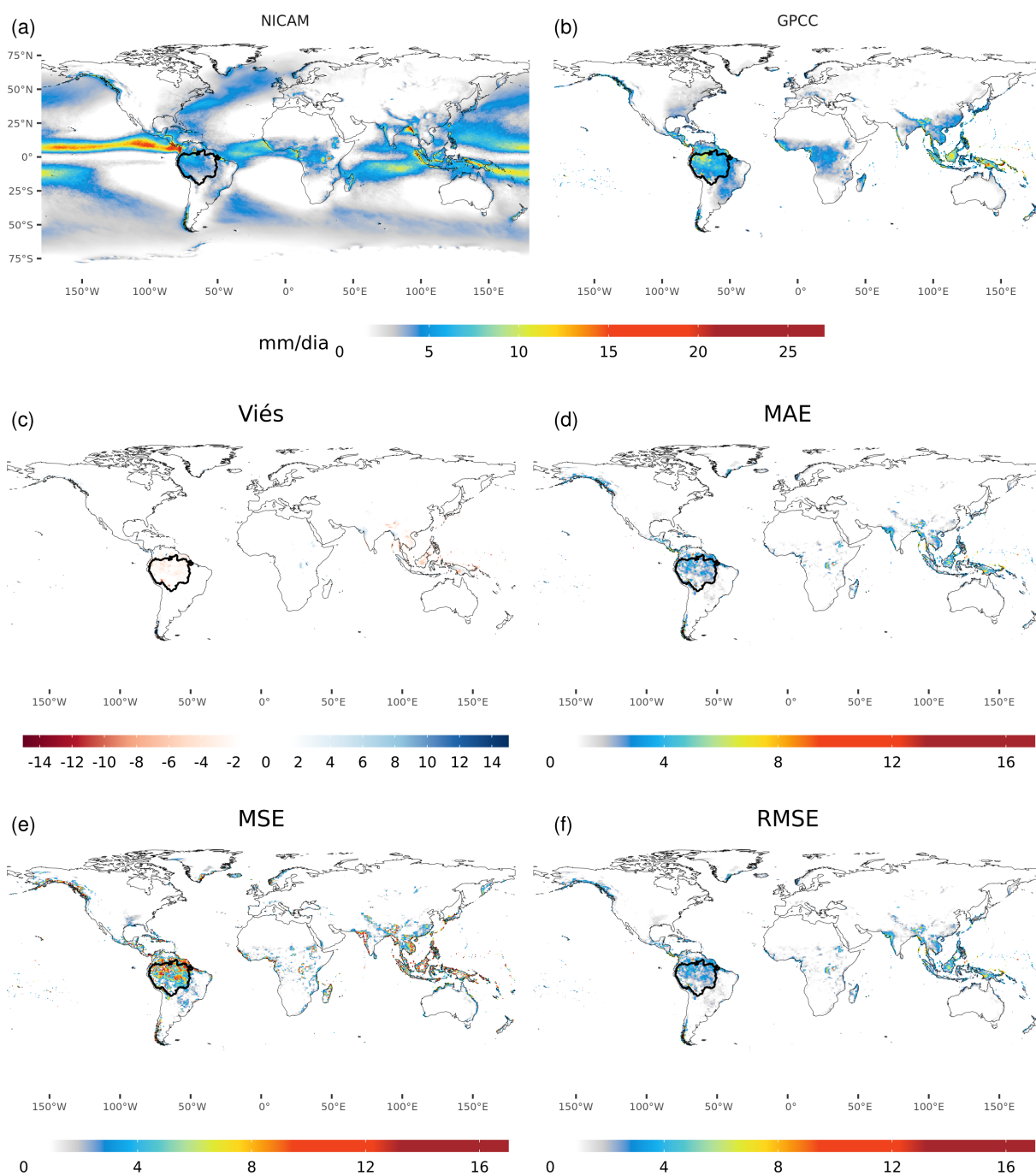


Figura 22 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (GPCC), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE. Período: 1950 a 1960.

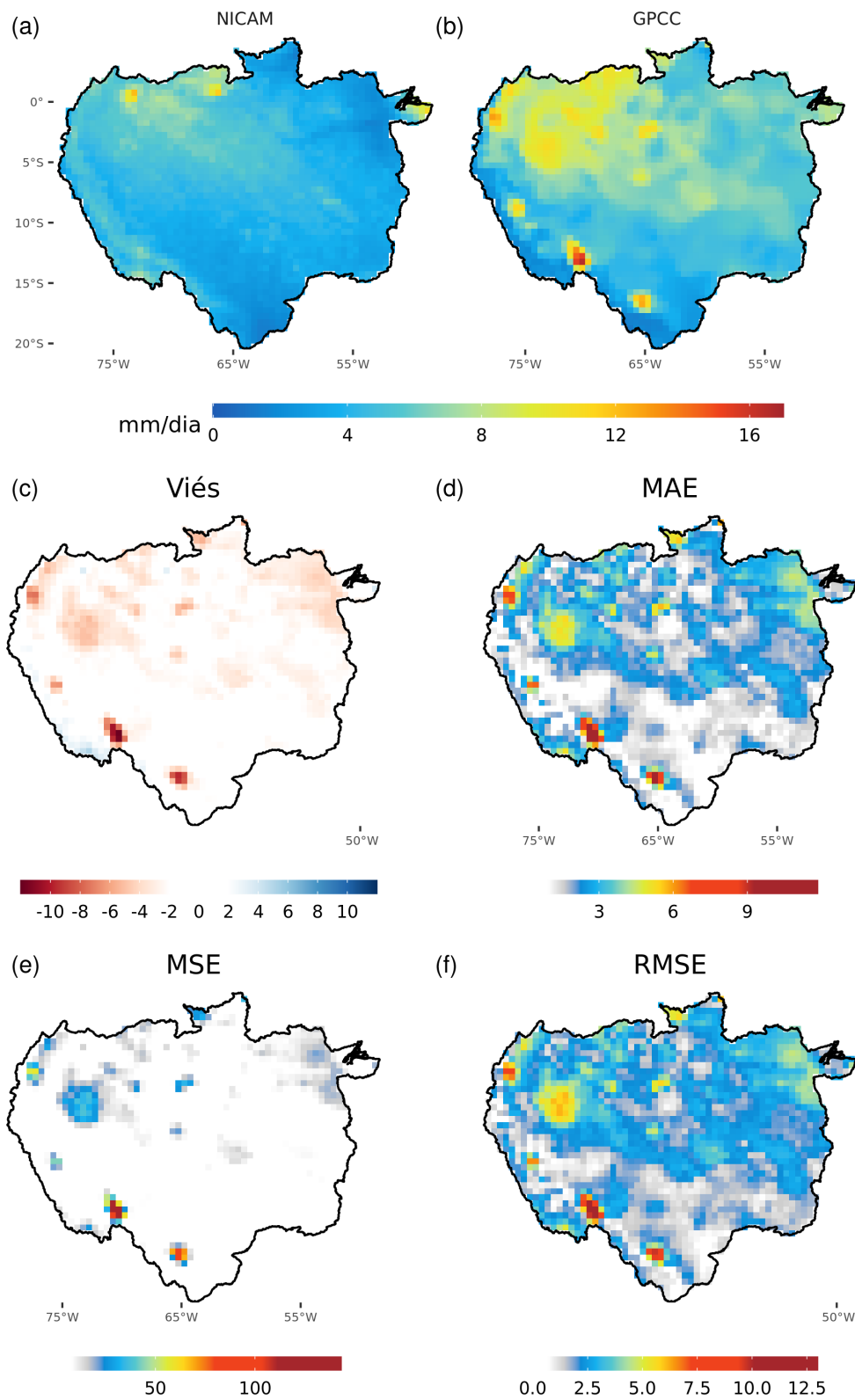


Figura 23 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (GPCC), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE na bacia Amazônica. Período: 2000 a 2010.

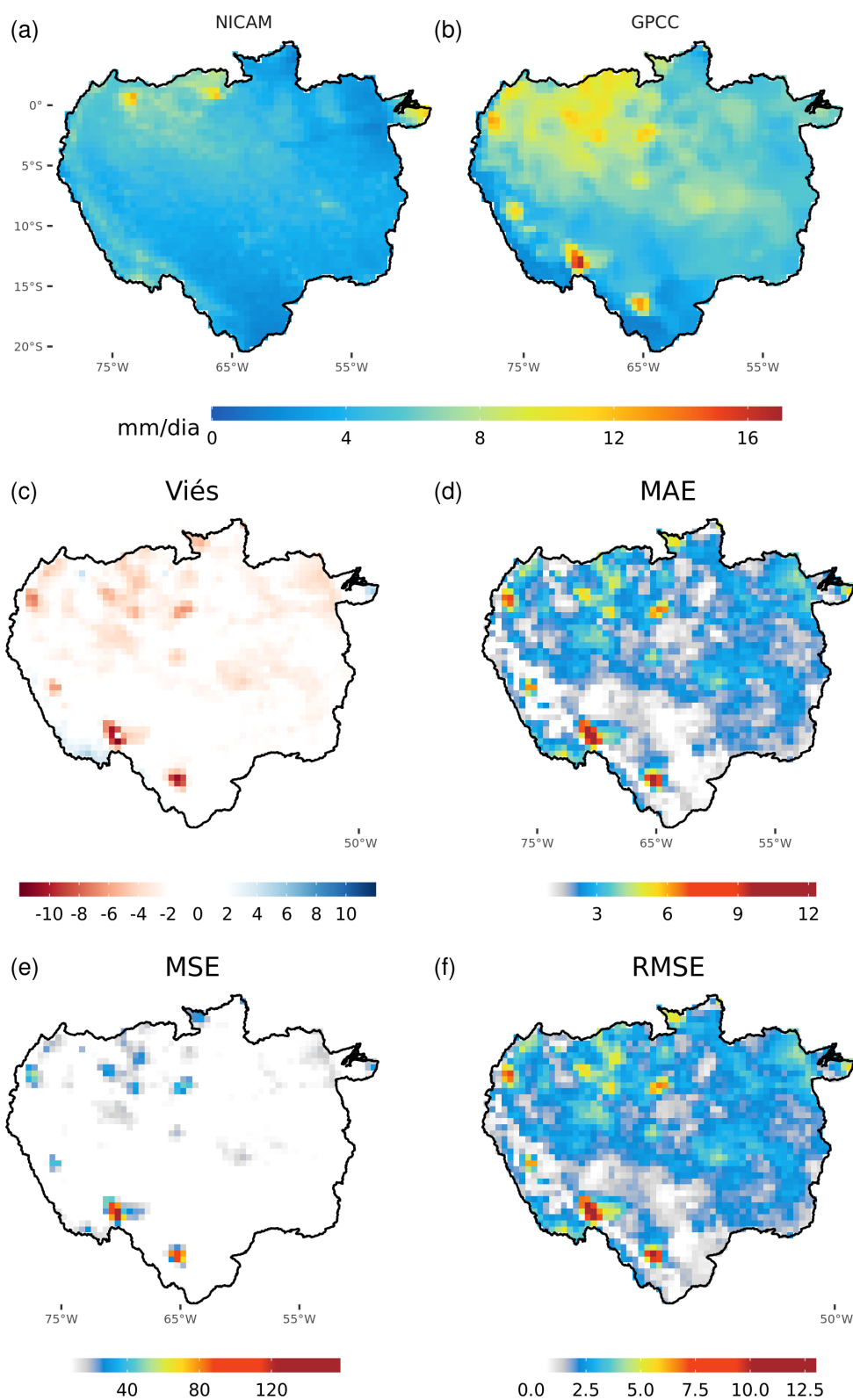


Figura 24 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (GPCC), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE na bacia Amazônica. Período: 1950 a 1960.

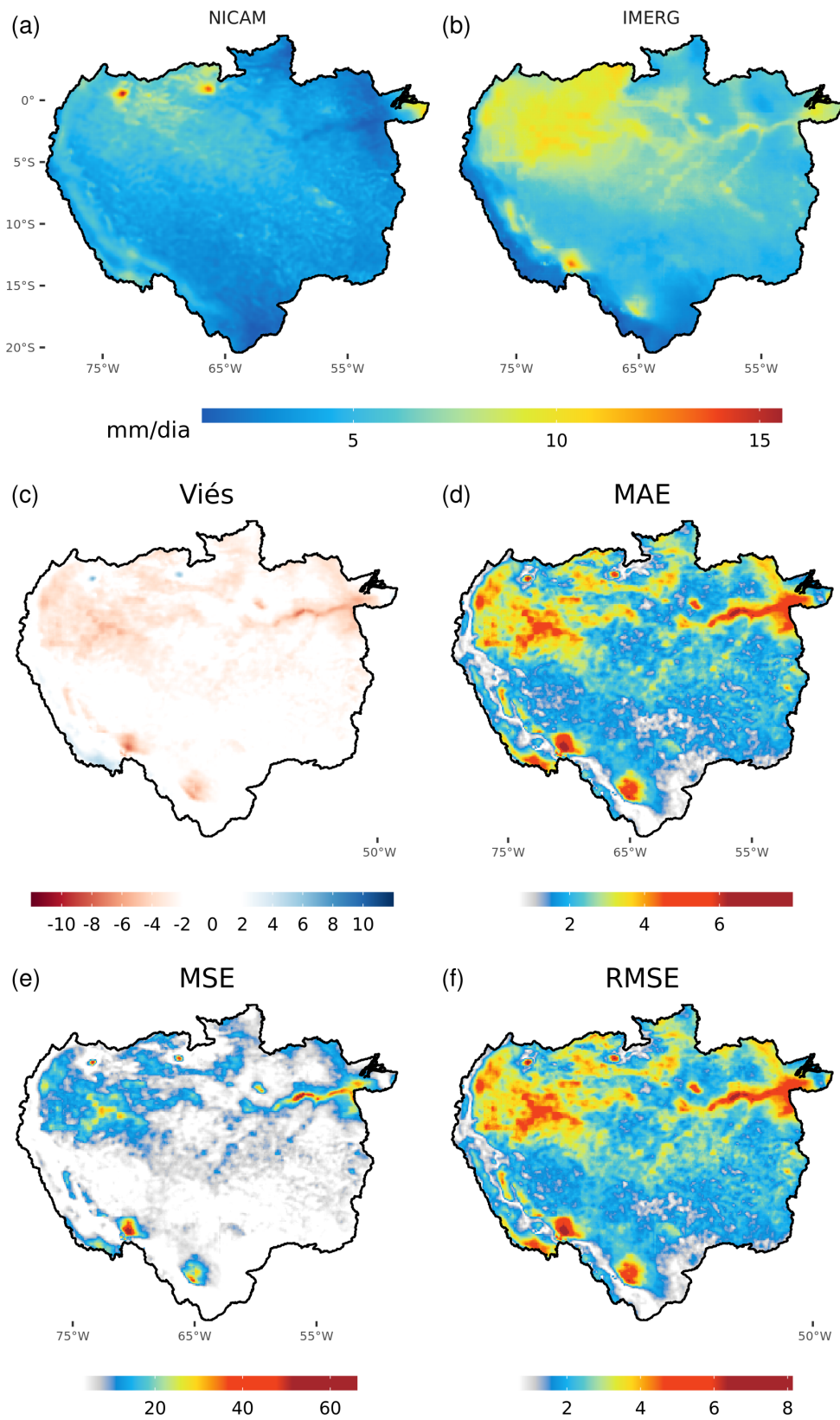


Figura 25 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (IMERG), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE na bacia Amazônica. Período: 2001 a 2010.

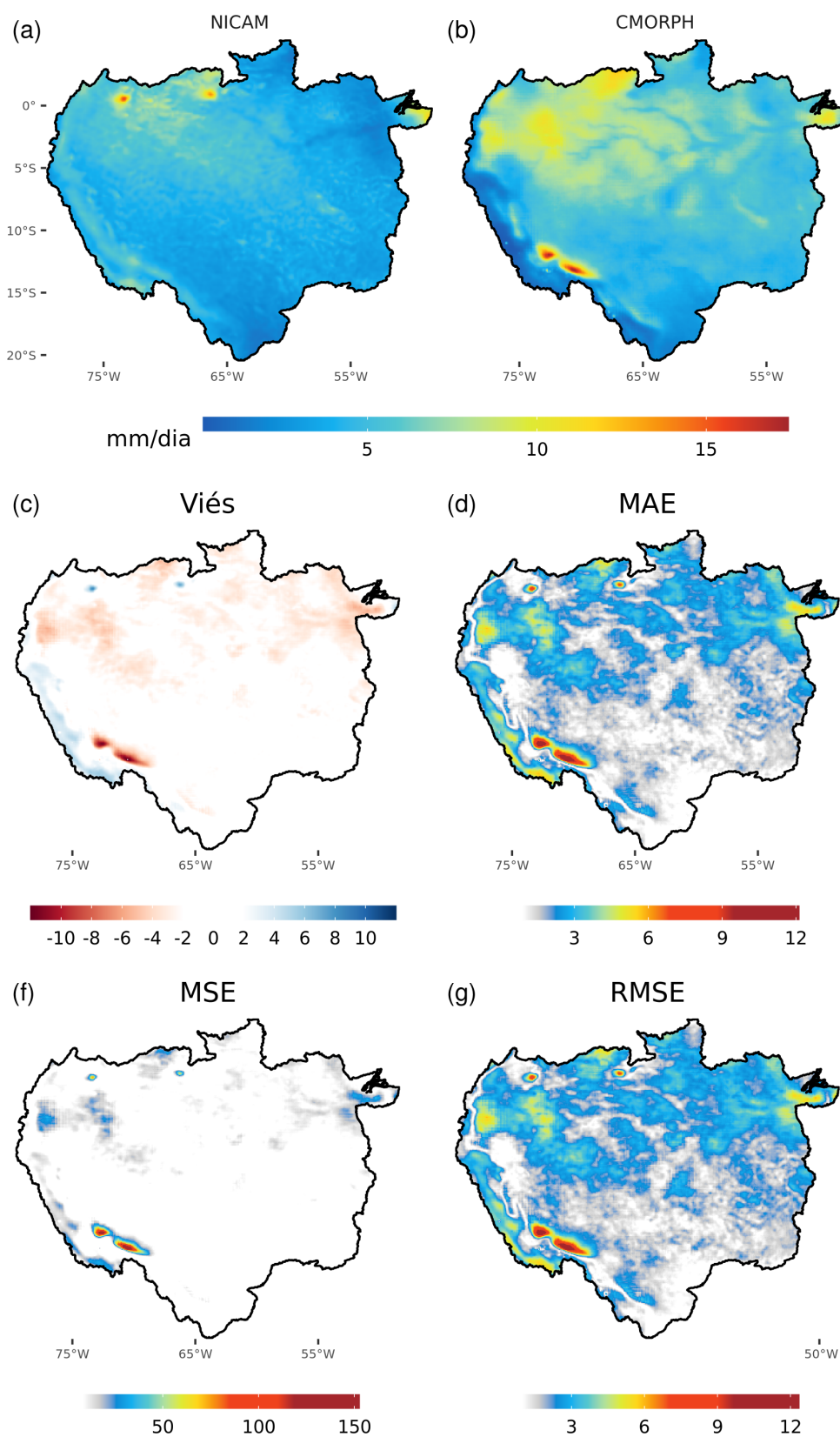


Figura 26 – Precipitação média (mm/dia) (a) simulada (NICAM), (b) observada (CMORPH), (c) ME, (d) MAE, (e) MSE e, (f) RMSE na bacia Amazônica. Período: 2000 a 2010.

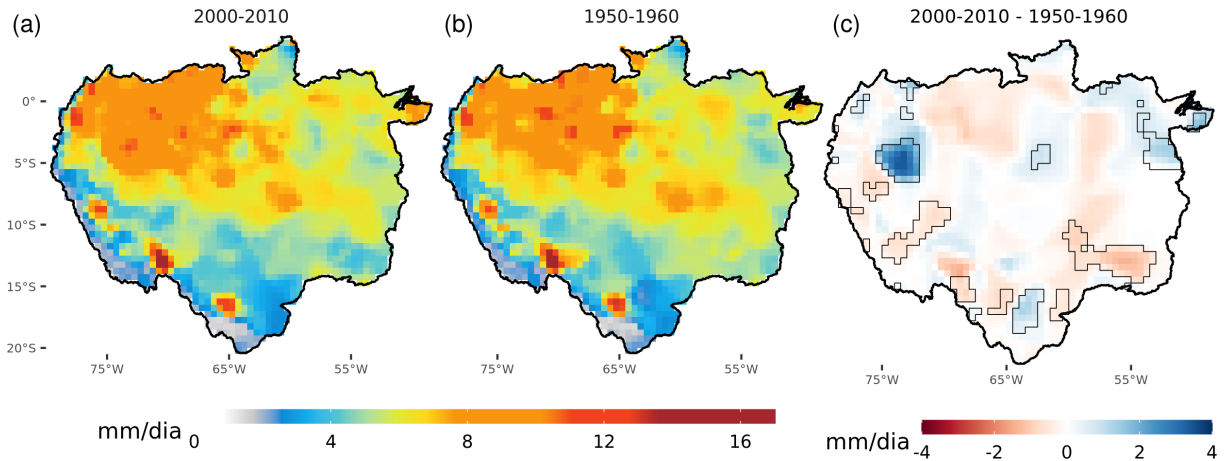


Figura 27 – Precipitação média (mm/dia) do GPCP no período (a) 2000-2010, (b) 1950-1960, e (c) diferença entre (a) e (b) sobre a bacia Amazônica. Os contornos pretos indicam regiões estatisticamente significativas ao nível de 95%.

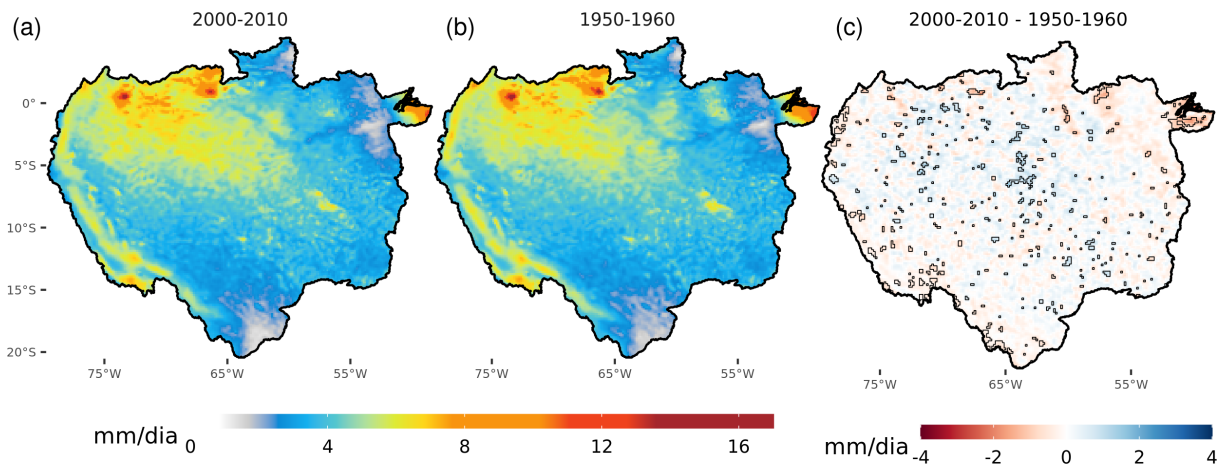


Figura 28 – Precipitação média (mm/dia) do NICAM no período (a) 2000-2010, (b) 1950-1960, e (c) diferença entre (a) e (b) sobre a bacia Amazônica. Os contornos pretos indicam regiões estatisticamente significativas ao nível de 95%.

tendência de aumento de precipitação na região central da bacia indo em direção à oeste e diminuição no sudoeste (Fig. 28), o que está de acordo com a observação (Fig. 27). Na foz da bacia Amazônica as diferenças são negativas, indicando diminuição da precipitação, contudo, não são estatisticamente significativas e apontam o contrário das observações.

4.2.3 Comparações das simulações dos climas futuro e presente

Com relação ao clima futuro, as diferenças são relativamente pequenas (entre ± 2 mm/dia) e em pontos isolados (Fig. 29), comparados àquelas esperadas para até o final do século (2070 a 2100) que podem chegar até -4 mm/dia em grandes extensões da bacia Amazônica (BETTS et al., 2004; AMBRIZZI et al., 2007; MARENGO et

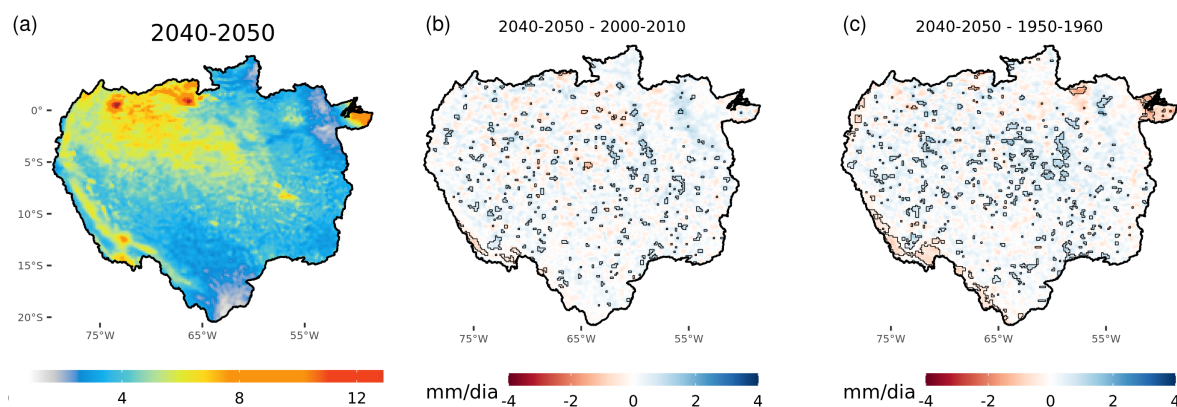


Figura 29 – (a) Precipitação média (mm/dia) do NICAM no período 2040-2050, (b) diferença entre 2040-2050 e 2000-2010 e, (c) diferença entre 2040-2050 e 1950-1960 sobre a bacia Amazônica. Os contornos pretos indicam regiões estatisticamente significativas ao nível de 95%.

al., 2010; MARENGO et al., 2012; DAVIDSON et al., 2012; AMBRIZZI et al., 2019; MARENGO et al., 2018, entre outros).

4.2.4 Conclusões parciais

As simulações representaram relativamente bem os padrões de precipitação sobre os continentes, principalmente nas regiões subtropicais, onde o viés é próximo de zero. Os vieses mais intensos e abrangentes ocorrem sobre as regiões tropicais ao redor do globo, sendo negativos na América do Sul e continente marítimo e positivos na África. Os erros de maior magnitude ocorrem no extremo norte da América do Sul, noroeste da Índia e Paquistão e embebidos nos erros de menor magnitude na região do continente marítimo.

O NICAM subestima a precipitação no norte, ao longo dos principais rios, na foz da bacia Amazônica, no noroeste da bacia Amazônica e nos *hotspots* de precipitação no sudoeste ao longo dos Andes. Com auxílio dos dados de alta resolução do IMERG, as regiões de maior subestimativa de precipitação na Amazônia foram identificadas como norte e oeste da bacia Amazônica, onde existem os principais rios e topografias elevadas. Para entender os erros e melhorar as simulações de mais alta resolução (que farão parte do CMIP6), estas deveriam ser verificadas usando dados observacionais de resolução equivalente, uma vez que a resolução grosseira de determinados conjuntos de dados mascaram possíveis fontes de erro dos modelos, como, por exemplo, erros associados às circulações de brisas fluviais e relevo.

Na região central da bacia Amazônica há uma tendência de aumento de precipitação, enquanto que no sudoeste há uma tendência de diminuição no período de 2000-2010 comparado a 1950-1960. Estas tendências foram capturadas pelo NICAM.

Porém, o NICAM indicou uma diminuição de precipitação próximo à foz da bacia Amazônica que não é indicada nos dados observacionais. A diferença da precipitação média anual entre os períodos futuro e presente são relativamente pequenas e em pontos isolados, comparados àquelas esperadas para até o final do século (2070 a 2100), quando as variações mais significativas na precipitação e temperatura sobre a América do Sul são prognosticadas.

Tabela 5 – Principais características médias dos SCMs de acordo com o período de simulação do experimento NICAM HighResMIP. Desvios padrões estão entre parênteses.

Características		1950-1960	2000-2010	2040-2050
Ocorrência média (SCMs/ano)		9983,7 (±737,4)	9801,0 (±438,6)	9698,5 (±501,0)
Frequência de ocorrência (%)	Curta duração	39,6	40,4	40,0
	Longa duração	60,4	59,6	60,0
Tempo de vida (h)	Média	7,8 (±4,9)	7,7 (±4,8)	7,7 (±4,8)
	Mediana	10	10	10
	Moda	4	4	4
Horário preferencial de gênese (UTC)		1900-0000	1900-0000	1900-0000
Velocidade (km/h)		20,4 (±7,2)	20,1 (±7,1)	19,7 (±7,0)
Deslocamento (km)	Curta duração	73,8 (±39,9)	72,2 (±39,2)	70,8 (±39,3)
	Longa duração	276,1 (±225,4)	268,8 (±219,3)	260,7 (±214,0)
	Todas	230,4 (±214,4)	223,0 (±210,1)	217,0 (±204,9)
Intensidade média (mm/h)	Gênese	5,1 (±3,5)	5,3 (±3,7)	5,5 (±4,0)
	Maturação	9,4 (±5,6)	10,0 (±6,0)	10,8 (±6,5)
	Dissipação	5,5 (±3,7)	5,8 (±4,0)	6,3 (±4,2)

4.3 Simulações numéricas dos SCMs

4.3.1 SCMs simulados no clima presente

Assim como em outros trabalhos, por exemplo, Feng et al. (2021), não é esperado que as simulações consigam representar todos os aspectos dos SCMs. Além disso, comparações entre simulações e observações na escala climática são realizadas considerando as médias ou outras estatísticas calculadas no período de simulação, evitando comparações de eventos individuais. Por exemplo, evita-se comparar a ocorrência anual obtida na simulação com aquela observada. Desta forma, as características médias dos SCMs encontrados usando as simulações do NICAM são apresentadas na Tabela 5.

A ocorrência média anual para os períodos 1950-1960 e 2000-2010 é bastante similar às observações, principalmente ao IMERG que, para o período 2001-2010, tem média de 9669 SCMs (±410). Isto aconteceu mesmo com o NICAM subestimando a precipitação em áreas que são até mesmo regiões preferenciais de ocorrências de SCMs, como ao longo dos Andes. Na maior parte do período 1950-1960, a ocorrência de SCMs é acima de 10000 SCMs/ano, por outro lado, no período de 2000-2010 as ocorrências são menores que isso (Fig. 30). De forma geral, isto indica uma tendência de redução dos SCMs comparando ambos os períodos.

Apesar de haver um maior número de SCMs de longa duração (cerca de 10% a 20% a mais; Tabela 5) comparado aos dados observacionais (Tabela 4), o padrão

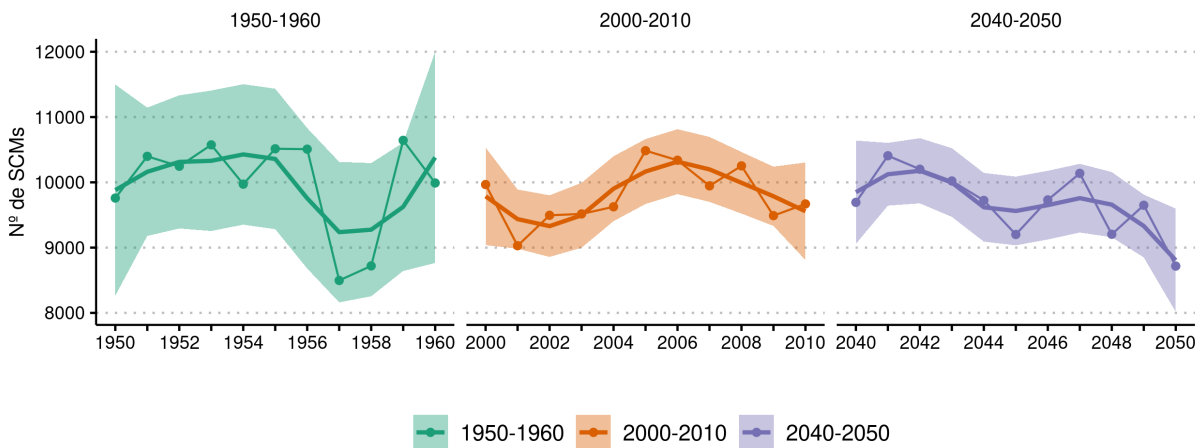


Figura 30 – Ocorrências anual dos SCMs encontrados na bacia Amazônica usando simulações de precipitação do NICAM (linha com círculos fechados), regressão local (linha suavizada) e intervalo de confiança de 95% (sombreado) nos períodos 1950-1960 (verde), 2000-2010 (laranja) e 2040-2050 (roxo).

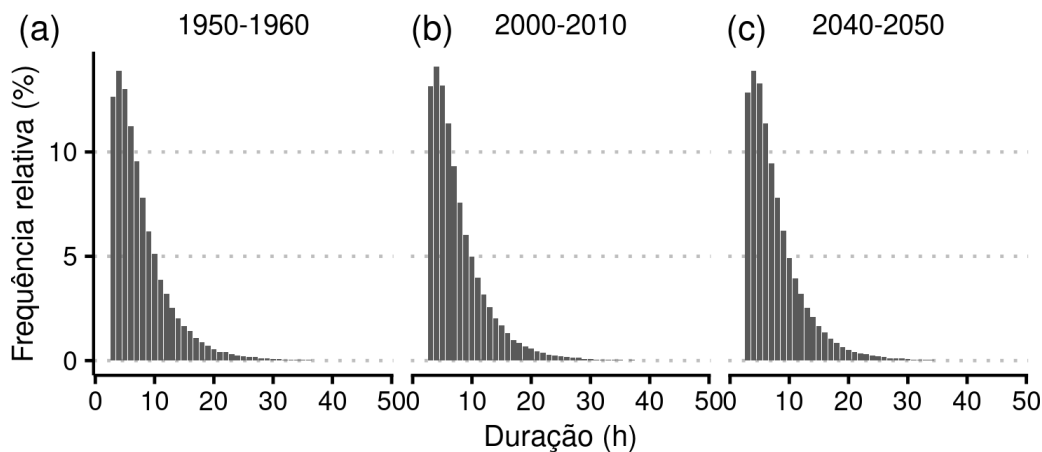


Figura 31 – Frequência de ocorrência por tempo de duração dos SCMs identificados usando simulações de precipitação do NICAM nos períodos (a) 1950-1960, (b) 2000-2010 e (c) 2040-2050. Os tempos de duração foram limitados entre 3 e 50 horas.

de frequência de ocorrência por tempo de duração dos SCMs simulados é bastante parecido com os SCMs observados, tendo uma distribuição assimétrica positiva (Fig. 31), porém com durações média 1,5 horas maior, mediana de 10 horas (5 horas a mais que a observação) e com moda de 4 horas.

O horário pico de gênese de SCMs é mais tardio nos dados simulados em cerca de 2 a 3 horas com relação a T_b e ao IMERG, respectivamente (Fig. 32). Mesmo assim, o início deste pico nos dados simulados está dentro do intervalo de pico de gênese dos dados observacionais. Esta defasagem no horário pico de gênese pode estar relacionado ao mesmo problema com o horário pico de precipitação do NICAM já conhecido e atribuído em partes à resolução espacial e às parametrizações de

microfísica de nuvens. Sato et al. (2009) e Yashiro et al. (2016) verificaram que as precipitações provenientes do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e simulações do NICAM de 14 km têm uma diferença no pico diurno de precipitação de cerca de 3 horas (NICAM possui um pico mais tardio) sobre áreas continentais tropicais (nos oceanos quase não há diferença). Porém, ao aumentar a resolução até 3,5 km as diferenças foram reduzidas significativamente, uma vez que nesta resolução a estrutura e ciclo de vida dos sistemas convectivos são melhores resolvidas (TOMITA et al., 2005; SATO et al., 2009; YASHIRO et al., 2016), particularmente há uma melhor representação dos núcleos convectivos profundos (MIYAMOTO et al., 2013).

O NICAM representou o ciclo sazonal de ocorrências de SCMs, apresentando maior número durante a estação chuvosa e menor durante a estação seca, com máximos e mínimos em março e agosto, respectivamente (Fig. 33). Eles também tiveram distribuição espacial similar às observações (Figs. 34 e 11), seguindo o ciclo anual da convecção. As regiões preferenciais de ocorrência de SCMs encontradas nos dados observacionais foram também encontradas usando as simulações do NICAM, para ambos períodos de 1950-1960 e 2000-2010, assim como regiões de menor ocorrência ao longo das estações do ano (Fig. 34).

Comparando as diferenças entre os períodos de 2000-2010 e 1950-1960, há menor densidade de SCMs no nordeste e em pontos isolados no noroeste e sudoeste e aumento na região central e centro-leste da bacia Amazônica em DJF. Em MAM houve diminuição na densidade de SCMs na maior parte da bacia Amazônica, com valores estatisticamente significativos no centro-norte e no sul. Em JJA, predominou um aumento na densidade de SCMs, com exceção de uma pequena e isolada região no noroeste. Por outro lado, em SON predominaram diferenças negativas de densidade de SCMs.

As velocidades médias e os deslocamentos médios são levemente inferiores aos dados observados (Tabela 5). Os SCMs simulados de curta duração possuem, no geral, áreas menores comparadas aos de longa duração, mesmo padrão encontrado com os dados observacionais (Fig. 36). Outro padrão similar, é que as áreas durante a gênese são, em geral, menores que as encontradas na dissipação. Contudo, as áreas dos SCMs encontrados nas simulações são, em sua maioria (75%), aproximadamente duas vezes menor comparadas às áreas dos SCMs observados com Tb e IMERG independente da fase do ciclo de vida (Fig. 36). É possível que o NICAM simule várias regiões pequenas contíguas de precipitação ao invés de uma grande área de precipitação contígua. Isso também poderia explicar por quê o número de SCMs simulados é similar ao observado, mesmo o modelo subestimando a precipitação na bacia.

Os SCMs obtidos com as simulações do NICAM (Tabela 5) são aproxima-

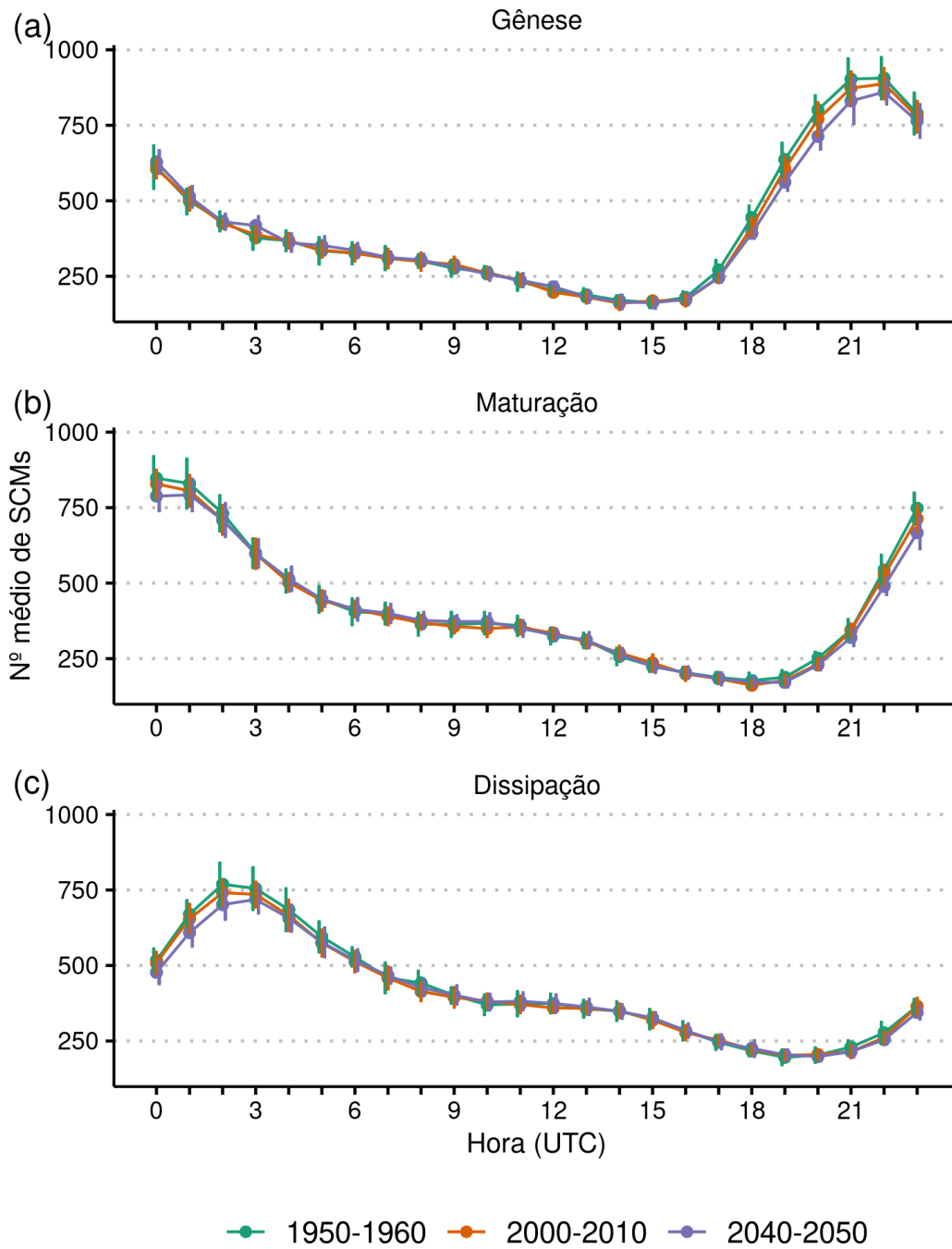


Figura 32 – Distribuição horária da (a) gênese, (b) maturação e (c) dissipação dos SCMs identificados usando dados de precipitação do NICAM nos períodos 1950-1960 (verde), 2000-2010 (laranja) e 2040-2050 (roxo).

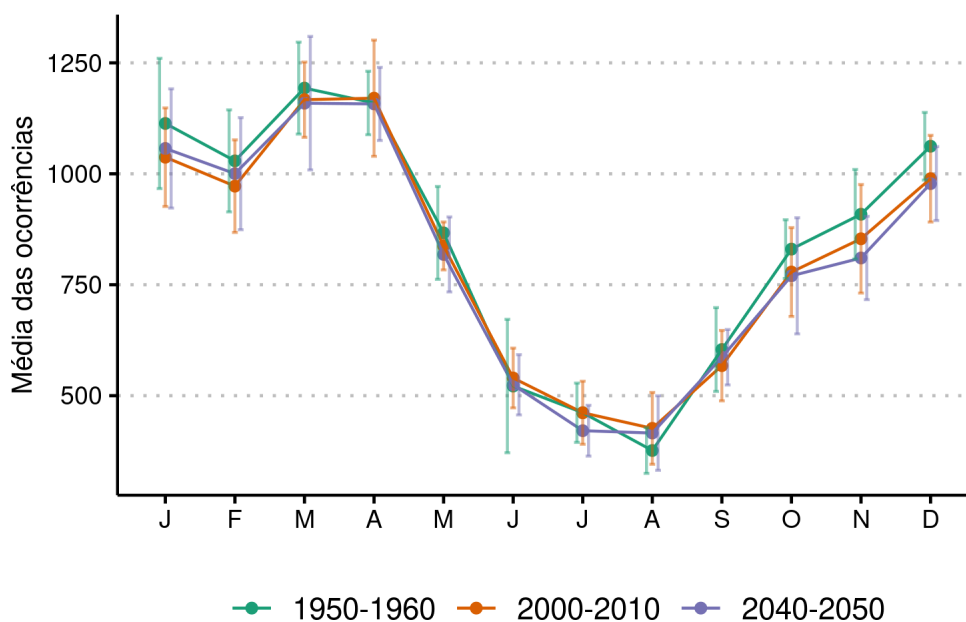


Figura 33 – Ocorrências médias mensais e desvios padrão dos SCMs identificados com as simulações de precipitação do NICAM nos períodos 1950-1960 (verde), 2000-2010 (laranja) e 2040-2050 (roxo).

mente duas vezes mais intensos que as observações (Tabela 4). Similarmente a observação, maiores intensidades ocorrem durante o desenvolvimento, maturação e decaimento (Fig. 37). SCMs ocorridos entre 2000-2010 são ligeiramente mais intensos que entre 1950-1960, mas ainda dentro do intervalo dos desvios padrões (Tabela 5). Na Fig. 37 não foi possível identificar um padrão de sazonalidade, como nas observações. A contribuição média dos SCMs simulados com o NICAM para a precipitação calculada para a bacia Amazônica é de 35% no período 1950-1960 e 35,9% em 2000-2010. Desta forma, a geração média de precipitação na bacia Amazônica pelos SCMs simulados é próxima dos valores médios encontrados com o IMERG, pois apesar de terem menores tamanhos, suas intensidades são maiores.

Um estudo recente (FENG et al., 2021) verificou as representações de SCMs na América do Norte em 10 anos de simulações usando o *Variable-Resolution Model for Prediction Across Scales* acoplado ao *Community Atmosphere Model physics* (MPAS-CAM) com resoluções de 25 km e 50 km. Foi verificado que apesar do modelo simular alguns padrões de larga escala favoráveis aos SCMs (como jato de baixos níveis e sistemas frontais), o número de SCMs simulados foi muito menor que as observações, bem como suas intensidades, particularmente durante o seu verão (junho a agosto). Outras características, como ciclo sazonal e ciclo diurno dos SCMs (e também da precipitação) não foram reproduzidas.

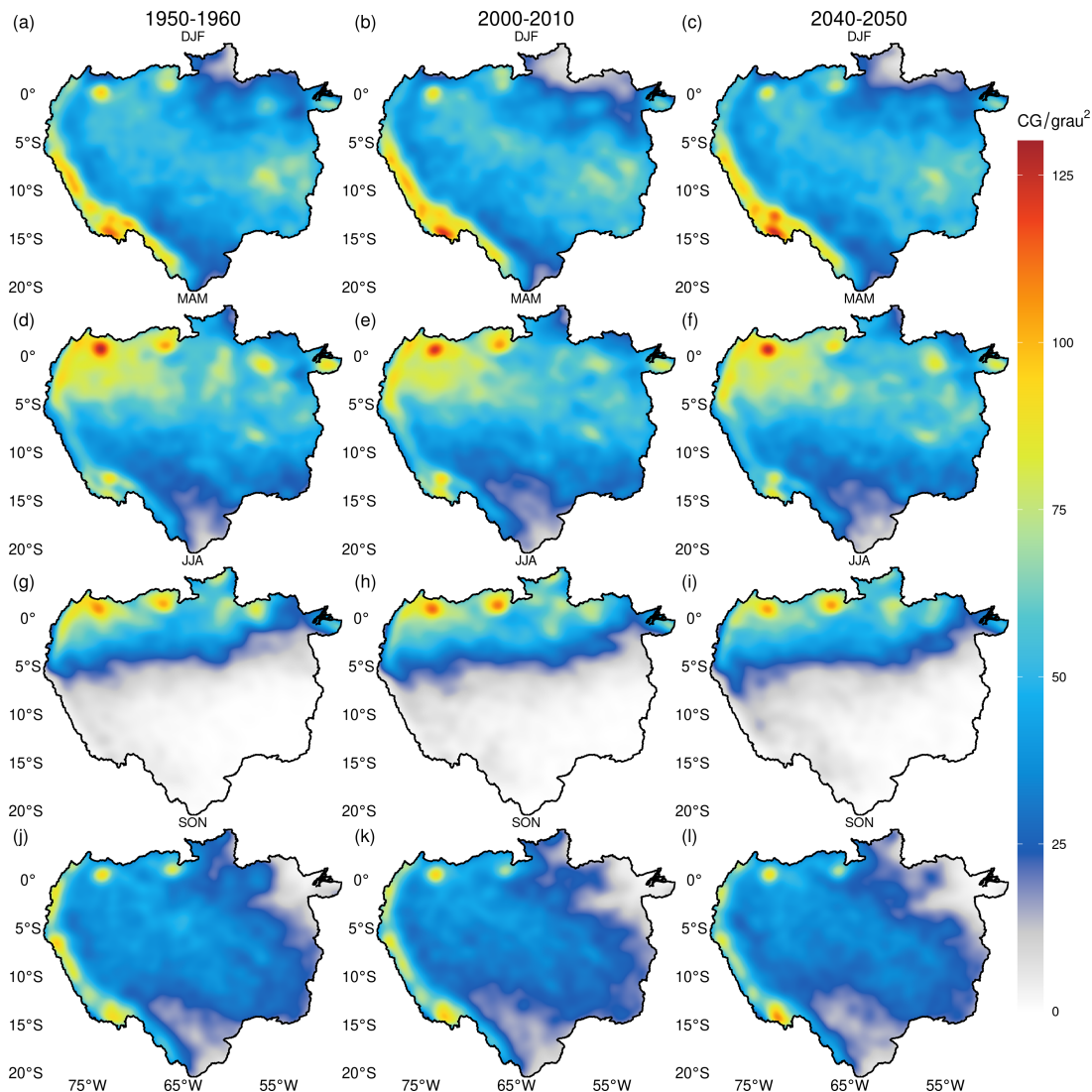


Figura 34 – Densidade média sazonal dos centros geométricos (CG) dos SCMs identificados usando simulações de precipitação do NICAM nos períodos 1950-1960 (a, d, g, j), 2000-2010 (b, e, h, k) e 2040-2050 (c, f, i, l).

4.3.2 SCMs simulados no clima futuro

Como discutido anteriormente, variações mais significativas na precipitação (entre outras variáveis) são prognosticadas para a partir de 2050 (BETTS et al., 2004; AMBRIZZI et al., 2007; MARENGO et al., 2010; MARENGO et al., 2012; DAVIDSON et al., 2012; AMBRIZZI et al., 2019; MARENGO et al., 2018, entre outros). No caso dos SCMs, a variação na ocorrência média e suas características também são relativamente pequenas para a metade do século comparadas ao presente. É projetada uma pequena diminuição no número médio de ocorrências comparado a 2000-2010 e 1950-1960. Esta diminuição é projetada para ocorrer com maior intensidade nos meses de outubro a fevereiro (Fig. 33), sendo estatisticamente significativa somente em novembro e dezembro (Fig. 38) e ao longo de toda a bacia em SON e mais concentradas ao norte em DJF, similar às diferenças dos períodos 2000-2010 e 1950-1960 (Fig. 35). Por outro

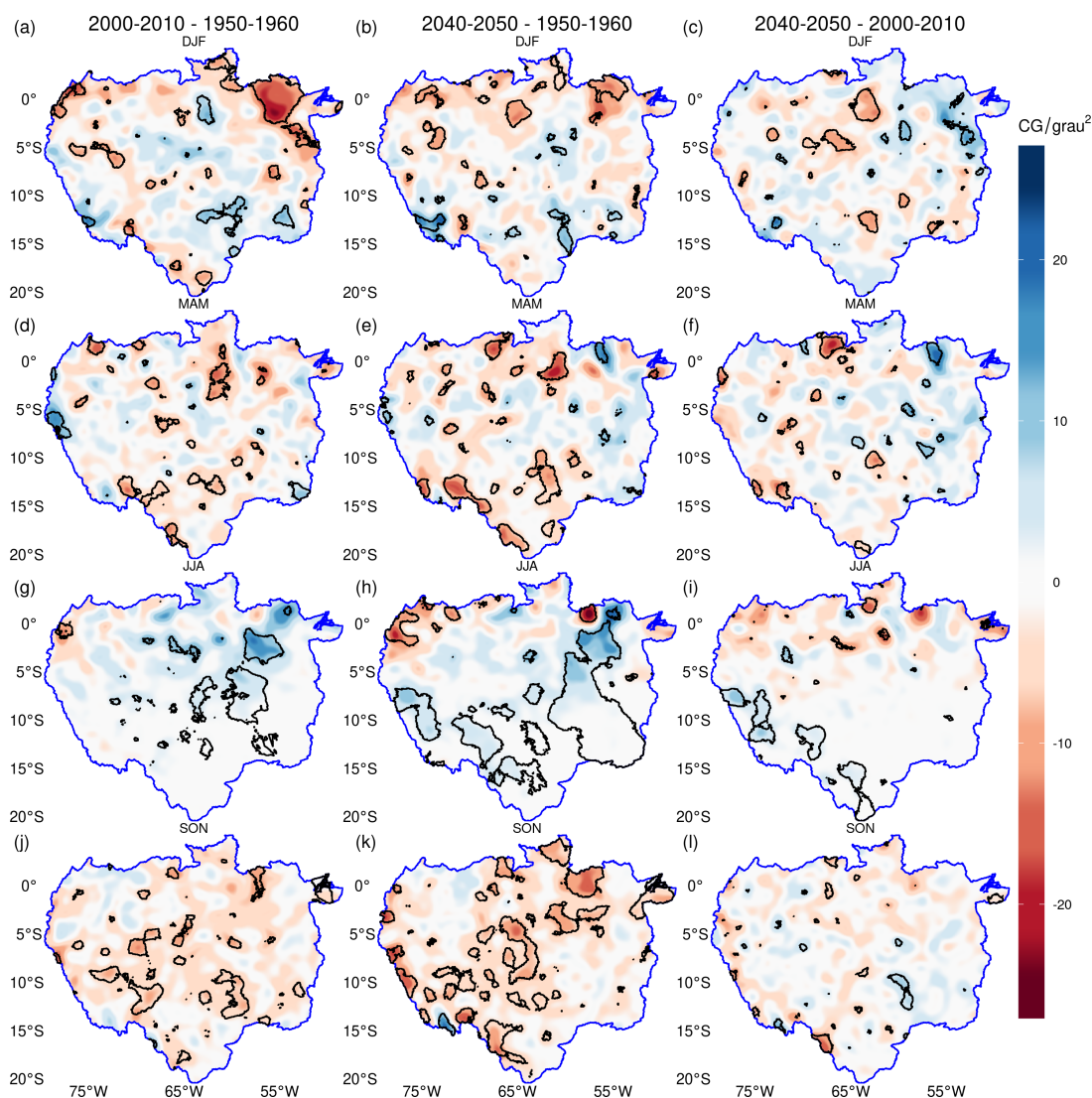


Figura 35 – Diferença das densidades médias sazonais dos centros geométricos (CG) dos SCMs identificados usando simulações de precipitação do NICAM entre os períodos 2000-2010 e 1950-1960 (a, d, g, j), 2040-2050 e 1950-1960 (b, e, h, k), 2040-2050 e 2000-2010 (c, f, i, l). As regiões enlaçadas em preto são estatisticamente significativas ao nível de 95%.

lado, em JJA é projetado um leve aumento na densidade comparado aos períodos 2000-2010 e na maior parte da bacia comparado à 1950-1960.

Não foram projetadas variações significativas nos tempos de vida médio (Tabela 5 e Fig. 31), horários preferenciais de ocorrência (Fig. 32) e áreas (Fig. 36). A velocidade e deslocamento médios tendem diminuir, porém as variações encontradas ainda estão dentro dos desvios padrões (Tabela 5).

A intensidade média dos SCMs no clima futuro é projetada a ser ligeiramente maior que aquelas encontradas nos períodos 1950-1960 e 2000-2010, porém ainda dentro dos desvios padrões (Tabela 5). A contribuição média para a precipitação é projetada em 36,6%, levemente maior que nos períodos de 1950-1960 e 2000-2010.

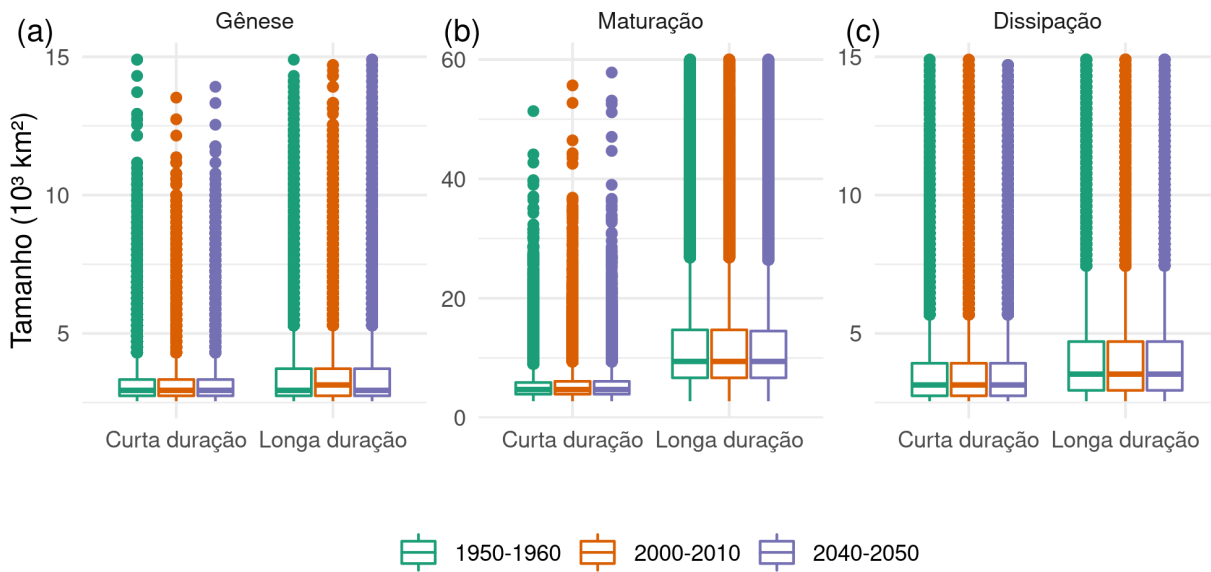


Figura 36 – Distribuição das áreas (10^3 km^2) dos SCMs identificados usando as simulações de precipitação do NICAM de acordo com o ciclo de vida (curta duração ou longa duração) e fases (a) gênese, (b) maturação e (c) dissipação para os períodos 1950-1960 (verde), 2000-2010 (laranja) e 2040-2050 (roxo).

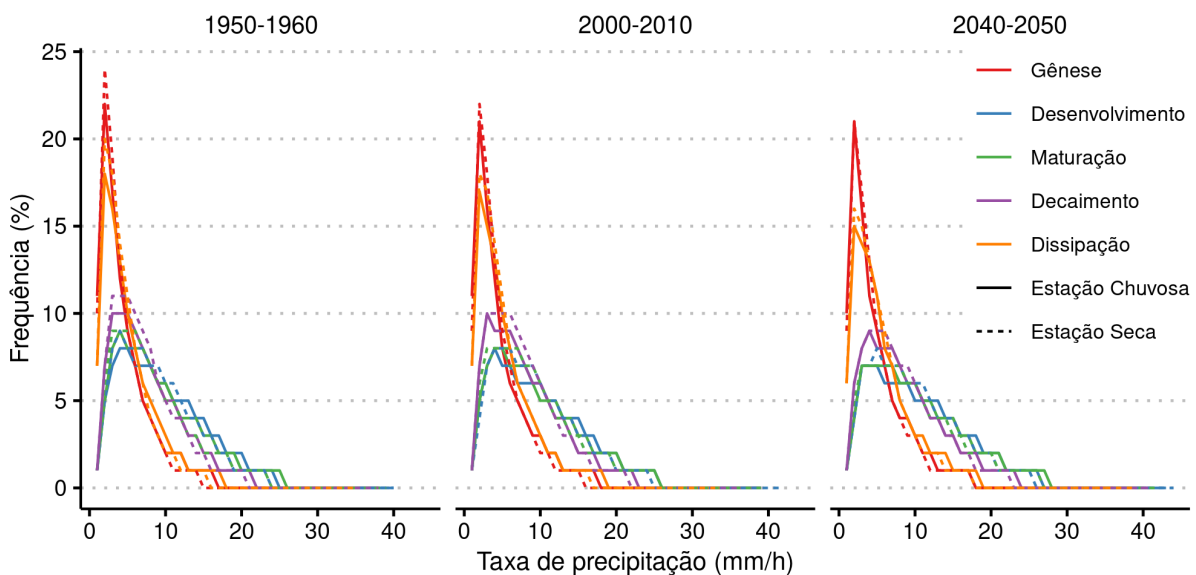


Figura 37 – Frequência de ocorrência (%) das taxas de precipitação média (mm/h) em cada fase do ciclo de vida dos SCMs nas estações chuvosa (linhas inteiras) e seca (linhas tracejadas) de acordo com o período.

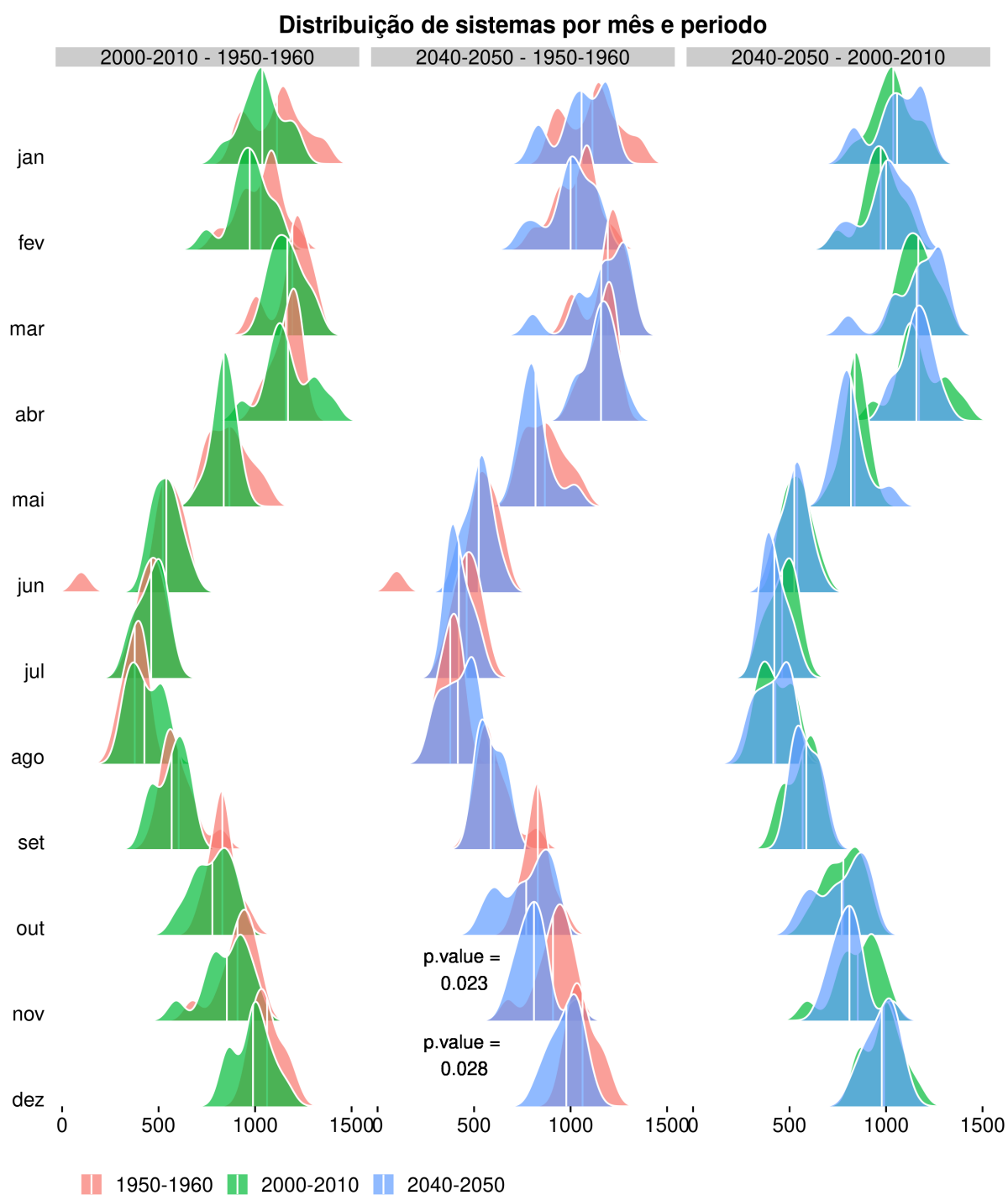


Figura 38 – Distribuição mensal das ocorrências de SCM obtidos com as simulações de precipitação do NICAM nos períodos 1950-1960 (rosa), 2000-2010 (verde) e 2040-2050 (azul). As linhas brancas verticais indicam as médias das distribuições. O p-valor é indicado para os casos de significância estatística maiores que 95%.

4.3.3 Conclusões parciais

O NICAM representou relativamente bem o número de ocorrências, características médias e comportamento dos SCMs. O número de ocorrências anuais de SCMs para os períodos 1950-1960 ($9983,7 \pm 737,4$ SCMs/ano) e 2000-2010 ($9801,0 \pm 438,6$ SCMs/ano) é bastante similar entre si e entre a observação (9669 ± 410 SCMs/ano). Foi observada uma tendência de redução dos SCMs comparando 1950-1960 e 2000-2010. O ciclo sazonal de SCMs de acordo com as observações (Figs. 10 e 33), apresentando maior número durante a estação chuvosa e menor durante a estação seca, com máximos e mínimos em março e agosto, respectivamente. A densidade média de SCMs foi consistentemente bem representada ao longo da bacia Amazônica pelo NICAM nas diferentes estações do ano, incluindo as regiões preferenciais de gênese. As diferenças da densidade de SCMs usando simulações do NICAM entre 2000-2010 e 1950-1960 mostram uma diminuição na densidade em uma grande região no nordeste e em pontos isolados no noroeste e sudoeste da bacia Amazônica em DJF, compensadas por um aumento na região central e centro-leste no mesmo período. Nas estações com os períodos de transição (MAM e SON) há predomínio de diminuição na densidade de SCMs ao longo de toda a bacia (maior em SON). Enquanto que, em JJA o contrário, com exceção de uma pequena e isolada região no noroeste, onde houve aumento na densidade de SCMs.

Com relação às características médias, os tempos de vida dos SCMs são em média 1,5 horas maiores que as observações; há um atraso 3 horas com relação à observação no horário pico de gênese dos SCMs; as velocidades e os deslocamentos médios são levemente inferiores aos dados observados; as áreas são menores comparadas àquelas dos SCMs observados, porém a distribuição de áreas têm padrão similar à observação, com áreas menores durante a gênese comparadas à dissipação, indicando que a última ocorre quando os limiares de intensidade não são mais encontrados em detrimento dos limiares de área; as intensidades são aproximadamente duas vezes maiores que as observações, com as fases de desenvolvimento, maturação e decaimento se destacando; a contribuição média para a precipitação é de 35% no período 1950-1960 e 35,9% no período 2000-2010, similar ao observado.

Não é esperado que as simulações consigam representar todos os aspectos dos SCMs, porém comparando com um estudo realizado para a América do Norte usando o modelo MPAS-CAM para um longo período similar ao presente estudo (FENG et al., 2021), o NICAM apresentou performance superior. O número de SCMs simulados por aquele estudo foi grandemente subestimado e com tempos de vida acima do observado, não houve representação do horário de pico dos SCMs, nem da sazonalidade. Apesar de ser muito importante, não cabe ao presente estudo inter-comparar os modelos e experimentos, o que poderá ser feito em um estudo futuro.

Vários estudos têm mostrado que as maiores variações climáticas deverão ocorrer num futuro mais longínquo (a partir da metade deste século). No caso dos SCMs, a variação na ocorrência média e suas características também são relativamente pequenas para 2040-2050 comparadas aos períodos controle, com diminuição no número médio de SCMs nos meses de outubro a fevereiro, porém estatisticamente significativa somente em novembro e dezembro. Em termos espaciais, as diminuições na densidade de SCMs simuladas entre 2000-2010 e 1950-1960 ao longo de toda a bacia em SON, seguem sendo projetadas para 2040-2050, da mesma forma, em DJF ao norte da bacia. Em JJA, o aumento simulado entre os períodos controle, também é projetado para o futuro próximo.

Não foram projetadas variações significativas nos tempos de vida médio, horários preferenciais de ocorrência e áreas. A velocidade e deslocamento médios tendem diminuir, porém as variações encontradas ainda estão dentro dos desvios padrões. A intensidade média dos SCMs no clima futuro é projetada a ser ligeiramente maior que aquelas encontradas nos períodos 1950-1960 e 2000-2010, porém ainda dentro dos desvios padrões. A contribuição média para a precipitação é projetada em 36,6%, levemente maior que nos períodos de 1950-1960 e 2000-2010 e próximos ao observado usando o IMERG.

5 Conclusões Finais

No presente trabalho foram investigados os SCMs da bacia Amazônica nos climas presente e futuro. Para isso, foram usados dados observacionais de precipitação, imagens de satélite e simulações numéricas com altas resoluções e de longo prazo, provenientes de um modelo global de resolução de nuvens, o NICAM. Baseado nas análises é possível concluir que os SCMs observados no clima presente possuem impactos significativos na precipitação e outras variáveis meteorológicas na bacia Amazônica e têm apresentado uma variação interanual associada à padrões de circulação atmosférica de baixa frequência. Os SCMs identificados usando as simulações de precipitação do NICAM possuem características médias similares àquelas encontradas usando dados observacionais, tanto espacial, quanto temporalmente. O NICAM mostrou que há uma tendência de diminuição de SCMs desde 1950-1960 até 2000-2010. Para o período de 2040-2050 os SCMs devem seguir diminuindo especificamente nos meses de novembro a março (estação chuvosa).

Os SCMs na bacia Amazônica possuem maior ocorrência durante a estação chuvosa (novembro-março) e menor na estação seca (maio a setembro), com pico em março e menor ocorrência em agosto, similar ao ciclo anual da convecção e precipitação na bacia Amazônica. Analogamente, em DJF os SCMs ocorrem ao longo de toda a bacia Amazônica, com menor ocorrência no extremo nordeste; em MAM sua densidade diminui na parte sul, enquanto que em JJA fica restrita ao extremo norte e; em SON voltam retornam à região central da bacia Amazônica. Regiões preferenciais de ocorrência de SCMs estão ao longo de regiões com relevo mais acentuado. Os SCMs da bacia Amazônica possuem em sua maioria (aproximadamente 60%) curtas durações (entre 3 horas e 5 horas e 30 minutos) e gênese preferencial por volta das 1600 UTC até as 2000 UTC e maturação cerca de 3 a 4 horas após a gênese. As áreas durante a maturação são da ordem de $10 \times 10^3 \text{ km}^2$ e $20 \times 10^3 \text{ km}^2$ para os SCMs de curta e longa duração, respectivamente, usando dados de precipitação, ou seja, possuem diâmetro efetivo maior que 100 km. Durante a dissipação, as áreas dos SCMs são relativamente maiores que a gênese, indicando que o término dos SCMs ocorre quando os critérios de intensidade não são mais encontrados. Os SCMs são mais intensos durante seus desenvolvimentos, seguido pelos estágios de decaimento, maturação, gênese e, por fim, dissipação. Os SCMs ocorridos durante a estação seca tendem ser mais intensos em comparação com a estação chuvosa.

A quantificação da precipitação causada por SCMs na bacia Amazônica era uma questão aberta até o momento. Os SCMs encontrados usando IMERG e CMORPH geram 37,4% e 56,9%, respectivamente, da precipitação total da bacia Amazônica

ao longo do ano. Nas regiões com relevo mais acentuado, a maior proporção de precipitação ocorre devido à SCMs. O ciclo diurno mostra um pico de ocorrências entre 1700 UTC e 2300 UTC, coincidindo com o pico diurno de precipitação na Amazônia.

A comparação do período climatológico (2000-2013) e do projeto GoAmazon2014/5 (2014-2015) mostrou menor número de SCMs durante o GoAmazon2014/5. Especialmente o IMERG e o CMORPH apresentam significativas anomalias negativas de SCMs no leste e norte da bacia Amazônica e positivas no oeste, onde também ocorreram anomalias de precipitação de mesmo sinal. Estas anomalias ocorreram devido ao padrão anômalo na circulação atmosférica, relacionado às anomalias positivas de TSM no oceano Pacífico Equatorial e negativas de TSM no oceano Atlântico Tropical, que combinados geraram movimentos subsidentes na região e enfraquecimento do fluxo de umidade para a região norte e nordeste do País.

O NICAM apresenta um viés negativo de precipitação sobre a bacia Amazônica, similar à outros modelos. Com o IMERG foi possível observar que os maiores vieses do modelo ocorrem sobre o rio Amazonas em direção a foz e ao longo dos Andes, onde o relevo é bastante complexa. Isso demonstra que as simulações do HighResMIP, cujo o objetivo é entender como o aumento da resolução dos modelos climáticos impacta os prognósticos, precisarão ser comparadas com dados de resolução equivalentes para que os objetivos sejam alcançados de forma efetiva.

Baseados nos experimentos numéricos usando o protocolo HighResMIP, a modelação global de 14 km do NICAM consegue representar as características espaciais e temporais dos SCMs obtidos com os dados observacionais, principalmente com o IMERG e Tb. Inclusive, a precipitação gerada pelos sistemas do NICAM é 35,9%, bastante similar com a do IMERG. Contudo, os SCMs encontrados com o NICAM são relativamente menores e mais intensos que os sistemas encontrados com dados observados. Além disso, o horário pico de gênese tem uma defasagem de mais de 2 horas com relação às observações.

O NICAM projeta uma tendência de diminuição dos SCMs no clima futuro, significativa em novembro e dezembro. Porém, a tendência na intensidade média é de um leve aumento (entre 0,2 mm/h e 0,5 mm/h, dependendo a fase). Não foram observadas variações significativas nas durações totais, horários preferenciais de ocorrência e áreas dos SCMs. Mas, a velocidade e deslocamento médios tendem diminuir.

Os experimentos numéricos realizados com diferentes configurações mostraram um consiste viés negativo de precipitação na porção norte da Amazônia e positivo ao sul, podendo ser tão ou mais intensos que o viés das simulações do experimento HighResMIP de 14 km. Devido à isto, o número médio de SCMs é subestimado na bacia Amazônica. Contudo, suas características médias (duração, área e horário pico

de gênese) são melhor representadas utilizando resoluções maiores. Com relação a possibilidade de realizar simulações tais resoluções para um longo prazo foi avaliada. No caso da grade variável do NICAM, esta não deve ser utilizada para simulações de longo prazo, uma vez que o aumento da resolução em uma região, levará a sua diminuição na região oposta, gerando instabilidade numérica através da introdução de erros. Grades aninhadas na bacia Amazônica representam um grande desafio devido à extensão e complexidades do terreno da região e, portanto, não foi possível realizar rodadas com alta resolução e o modelo WRF sobre toda a extensão da bacia Amazônica com os recursos computacionais disponíveis. O aumento da resolução da grade uniforme do NICAM diminuiu os vieses negativos de precipitação no norte e nordeste da Amazônia, porém aumentou significativamente o viés positivo ao sul. Isto indica que outros fatores (como aqueles melhorados na versão mais recente do NICAM, por exemplo, parametrizações de microfísica e representação dos processos de superfície) juntamente com o aumento da resolução são também importantes para melhorar as simulações de precipitação e conseqüentemente de SCMs na bacia Amazônica.

6 Sugestões para trabalhos futuros

Muitas questões sobre sistemas convectivos de mesoescala na bacia Amazônica no clima presente ainda precisam ser investigadas, os modelos climáticos (e de tempo) também precisam avançar na representação do clima amazônico e dos SCMs, para assim podermos melhor compreender como será a ocorrência destes fenômenos em um clima mais quente. Abaixo seguem algumas questões que devem ser melhor exploradas e entendidas para avançar neste entendimento:

- Expandir a parte observacional do estudo até o ano de 2020;
- Explorar o impacto dos SCMs oceânicos na região costeira da bacia Amazônica;
- Explorar o papel dos SCMs na regulação térmica da bacia Amazônica;
- Verificar as causas da subestimativa de precipitação pelo NICAM na metade norte da bacia Amazônica;
- Transformar ROL simulada pelo NICAM no experimento HighResMIP em Tb, rastrear SCMs usando esta Tb e comparar suas características médias e ocorrências com as observações usando a mesma variável;
- Utilizar simulações do NICAM no experimento HighResMIP para investigar se o modelo reproduz as estruturas de grande escala relacionadas à ocorrência dos SCMs;
- Verificar quais padrões de larga escala estão associados com a menor ocorrência de SCMs sobre a Amazônia no clima futuro;
- Desenvolver uma subrotina para o ForTraCC escrever as coordenadas dos vértices dos clusters, assim como os centros de massa (p. ex. um formato *Well Known Text*). Isso ajudaria estudos como este, evitando a necessidade de armazenar os arquivos de *clusters* que ocupam grande espaço em disco. Desta forma, as proporções de precipitação de SCMs poderiam ser calculadas com maior precisão, entre outras vantagens.

Referências Bibliográficas

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review*, v. 116, n. 3, p. 505–524, 1988. Citado na página 27.

ALBRECHT, R. I. et al. Where are the lightning hotspots on Earth? *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 97, n. 11, p. 2051–2068, 2016. Citado na página 57.

AMBRIZZI, T. et al. The state of the art and fundamental aspects of regional climate modeling in South America. *Annals of the New York Academy of Sciences*, v. 1436, n. 1, p. 98–120, 2019. Citado 6 vezes nas páginas 23, 28, 29, 80, 81 e 88.

AMBRIZZI, T. et al. Cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. *Ministério do Meio Ambiente*, v. 108, 2007. Citado 4 vezes nas páginas 28, 80, 81 e 88.

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B. de; PULWARTY, R. S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: *The Hadley circulation: present, past and future*. [S.l.]: Springer, 2004. p. 203–235. Citado 3 vezes nas páginas 27, 28 e 68.

ANA, A. N. d. A. *Região hidrográfica da Amazônia*. 2014. Acessado em: 29 de março de 2016. Disponível em: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/amazonica.aspx>>. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 25.

ANA, A. N. d. A. *Expedição quer provar que o rio Amazonas é maior que o Nilo*. 2019. Acessado em: 15 de janeiro de 2020. Disponível em: <<https://www.ana.gov.br/noticias-antigas/expediassapso-quer-provar-que-o-rio-amazonas-a-c.2019-03-14.9802971096>>. Citado na página 25.

ANSELMO, E. M. et al. Amazonian Mesoscale Convective Systems: Life Cycle and Propagation Characteristics. *International Journal of Climatology*, 2021. Citado 2 vezes nas páginas 33 e 59.

AVILA-DIAZ, A. et al. Assessing current and future trends of climate extremes across Brazil based on reanalyses and earth system model projections. *Climate Dynamics*, v. 55, n. 5, p. 1403–1426, 2020. Citado na página 28.

BASSO, J. L. M. *Microphysical Analysis and Modeling of Amazonic Deep Convection*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2018. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_joao_l_m_basso_corrigida.pdf>. Citado na página 34.

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 112, n. 473, p. 677–691, 1986. Citado na página 125.

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, n. 473, p. 693–709, 1986. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49711247308>>. Citado na página 125.

BETTS, R. et al. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. *Theoretical and applied climatology*, v. 78, n. 1, p. 157–175, 2004. Citado 3 vezes nas páginas 80, 81 e 88.

BLUESTEIN, H. B. Advances in applications of the physics of fluids to severe weather systems. *Reports on Progress in Physics*, v. 70, n. 8, p. 1259, 2007. Citado na página 36.

BROOKS, H. E. et al. A century of progress in severe convective storm research and forecasting. *Meteorological Monographs*, American Meteorological Society, v. 59, p. 18–1, 2018. Citado na página 35.

BUARQUE, D. C. et al. A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 116, n. D19, 2011. Citado na página 38.

CARBONE, R. et al. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 59, n. 13, p. 2033–2056, 2002. Citado na página 32.

CHEN, L. et al. Formation mechanism for 2015/16 super El Niño. *sci. rep.*, 7, 2975, 2017. Citado na página 68.

CHUDA, T.; NIINO, H. Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, Meteorological Society of Japan, v. 83, n. 3, p. 391–408, 2005. Citado na página 23.

COELHO, C. A. et al. The 2014 Southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dynamics*, p. 1–16, 2015. Citado na página 28.

COHEN, J. C.; SILVA DIAS, M. A.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 31.

COHEN, J. C.; Silva Dias, M. A.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. Citado na página 31.

COHEN, J. C. P. *Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia*. Dissertação (Mestrado) — INPE, 1989. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <<http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.17.31/doc/publicacao.pdf>>. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 31.

COHEN, J. C. P. et al. Influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. *Ciência e Cultura*, v. 59, n. 3, p. 36–39, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 28 e 29.

COOK, B.; ZENG, N.; YOON, J.-H. Will Amazonia dry out? Magnitude and causes of change from IPCC climate model projections. *Earth Interactions*, v. 16, n. 3, p. 1–27, 2012. Citado na página 36.

Copernicus Climate Change Service C3S. *ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate, Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS)*. 2017. Citado na página 39.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. *Journal of Climate*, v. 13, n. 1, p. 18–34, 2000. Citado na página 29.

D'AMATO, N.; LEBEL, T. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 18, n. 9, p. 955–974, 1998. Citado na página 30.

DAVIDSON, E. A. et al. The Amazon basin in transition. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 481, n. 7381, p. 321–328, 2012. Citado 4 vezes nas páginas 36, 80, 81 e 88.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. Citado 5 vezes nas páginas 11, 39, 69, 70 e 71.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A. Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parametrizations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 114, n. 480, p. 439–462, 1988. Citado na página 29.

DRUMOND, A. et al. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 18, p. 2577–2598, 2014. Citado na página 26.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 46, n. 20, p. 3077–3107, 1989. Citado na página 125.

ESMAILI, R. B. et al. A Lagrangian analysis of cold cloud clusters and their life cycles with satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 121, n. 19, p. 11–723, 2016. Citado na página 44.

ESPINOZA, J. C. et al. Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, v. 51, n. 5, p. 3459–3475, 2015. Citado na página 57.

ESPINOZA, J. C. et al. The extreme 2014 flood in south-western Amazon Basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environmental Research Letters*, IOP Publishing, v. 9, n. 12, p. 124007, 2014. Citado na página 65.

EYRING, V. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, v. 9, n. 5, p. 1937–1958, 2016. Citado na página 42.

FENG, Z. et al. More frequent intense and long-lived storms dominate the springtime trend in central US rainfall. *Nature Communications*, v. 7, n. 1, p. 1–8, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 36 e 46.

FENG, Z. et al. Evaluation of Mesoscale Convective Systems in Climate Simulations: Methodological Development and Results from MPAS-CAM over the United States. *Journal of Climate*, v. 34, n. 7, p. 2611–2633, 2021. Citado 3 vezes nas páginas 83, 87 e 92.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazonica*, v. 28, n. 2, p. 101–126, 1998. Citado na página 25.

FRITSCH, J.; FORBES, G. Mesoscale convective systems. In: *Severe convective storms*. [S.l.: s.n.], 2001. p. 323–357. Citado na página 36.

FUJITA, T. Results of detailed synoptic studies of squall lines. *Tellus*, v. 7, n. 4, p. 405–436, 1955. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 30.

GANDU, A.; COHEN, J.; SOUZA, J. D. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 78, n. 1-3, p. 123–135, 2004. Citado 3 vezes nas páginas 28, 29 e 36.

GARSTANG, M. et al. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 4, p. 608–622, 1994. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 31.

GATES, W. L. et al. An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 80, n. 1, p. 29–56, 1999. Citado na página 130.

GIANGRANDE, S. E.; WANG, D.; MECHEM, D. B. Cloud regimes over the Amazon Basin: perspectives from the GoAmazon2014/5 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 20, n. 12, p. 7489–7507, 2020. Citado 2 vezes nas páginas 33 e 64.

GIORGETTA, M. A. et al. ICON-A, the atmosphere component of the ICON Earth System Model: I. Model description. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 10, n. 7, p. 1613–1637, 2018. Citado na página 35.

GRABOWSKI, W. et al. Daytime convective development over land: A model intercomparison based on LBA observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 132, n. 615, p. 317–344, 2006. Citado na página 34.

GRABOWSKI, W. W. et al. Cloud-resolving modeling of cloud systems during Phase III of GATE. Part II: Effects of resolution and the third spatial dimension. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 55, n. 21, p. 3264–3282, 1998. Citado na página 128.

GRECO, S. et al. Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports. *Monthly weather review*, v. 122, n. 4, p. 623–635, 1994. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 31.

GRECO, S. et al. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 95, n. D10, p. 17001–17014, 1990. Citado 3 vezes nas páginas 23, 31 e 64.

GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, v. 16, n. 2, p. 263–280, 2003. Citado na página 68.

HAARSMA, R. J. et al. High resolution model intercomparison project (HighResMIP v1. 0) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, v. 9, n. 11, p. 4185–4208, 2016. Citado na página 42.

HALLAK, R.; Pereira Filho, A. J. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 26, n. 4, p. 591–608, 2011. Citado na página 48.

HARRISS, R. et al. The Amazon boundary layer experiment: wet season 1987. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 95, n. D10, p. 16721–16736, 1990. Citado na página 31.

HARTMANN, D. L.; HENDON, H. H.; HOUZE, R. A. Some implications of the mesoscale circulations in tropical cloud clusters for large-scale dynamics and climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 41, n. 1, p. 113–121, 1984. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 30.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. J. Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans. 1977. Citado 3 vezes nas páginas 26, 57 e 59.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, v. 2, n. 11, p. 1388–1403, 1989. Citado 4 vezes nas páginas 25, 26, 57 e 59.

HOUZE, R. A. Cloud Dynamics, 573 pp. *Academic, San Diego, Calif*, 1993. Citado 4 vezes nas páginas 29, 30, 45 e 46.

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 42, n. 4, 2004. Citado 3 vezes nas páginas 23, 29 e 30.

HOUZE, R. A. 100 years of research on mesoscale convective systems. *Meteorological Monographs*, American Meteorological Society, v. 59, p. 17–1, 2018. Citado 5 vezes nas páginas 23, 30, 35, 36 e 46.

HUFFMAN, G. et al. *Integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG), version 4.4. NASA's Precipitation Processing Center*. 2014. Citado 3 vezes nas páginas 37, 38 e 39.

HUFFMAN, G. J. et al. Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation. *NASA/GSFC Code*, p. 77, 2020. Citado na página 57.

IACONO, M. J. et al. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 113, n. D13, 2008. Citado na página 125.

INOUE, T. et al. Characteristics of cloud size of deep convection simulated by a global cloud resolving model over the western tropical Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, Meteorological Society of Japan, v. 86, p. 1–15, 2008. Citado 3 vezes nas páginas 40, 43 e 131.

IPCC, I. P. on C. C. Glossary Annex III. *Climate Change*, 2013. Citado na página 28.

JANJÍČ, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly weather review*, v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994. Citado na página 125.

JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A. Rainfall variations in the tropics during 1986–1989, as estimated from observations of cloud-top temperature. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 96, n. S01, p. 3359–3373, 1991. Citado na página 121.

JANOWIAK, J. E.; JOYCE, R. J.; YAROSH, Y. A real-time global half-hourly pixel-resolution infrared dataset and its applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82, n. 2, p. 205–217, 2001. Citado na página 39.

JANOWIAK, J. E.; KOUSKY, V. E.; JOYCE, R. J. Diurnal cycle of precipitation determined from the CMORPH high spatial and temporal resolution global precipitation analyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 110, n. D23, 2005. Citado na página 38.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C. et al. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. *Scientific reports*, v. 6, n. 1, p. 1–7, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 65 e 68.

JOYCE, R. J. et al. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of hydrometeorology*, v. 5, n. 3, p. 487–503, 2004. Citado 2 vezes nas páginas 37 e 38.

KODAMA, C. et al. The Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model for CMIP6 HighResMIP simulations (NICAM16-S): experimental design, model description, and impacts of model updates. *Geoscientific Model Development*, v. 14, n. 2, p. 795–820, 2021. Citado 3 vezes nas páginas 40, 42 e 128.

KODAMA, C. et al. A 20-year climatology of a NICAM AMIP-type simulation. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 93, n. 4, p. 393–424, 2015. Citado 3 vezes nas páginas 40, 120 e 131.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992. Citado na página 27.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 3, n. 1, p. 217–231, 1988. Citado na página 27.

KOUSKY, V. E.; JANOWIAK, J. E.; JOYCE, R. J. The diurnal cycle of precipitation over South America based on CMORPH. In: *Proceeding of*. [S.l.: s.n.], 2006. v. 8, p. 1113–1116. Citado na página 38.

LAURENT, H. et al. Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, Wiley Online Library, v. 107, n. D20, p. LBA–21, 2002. Citado 5 vezes nas páginas 23, 32, 43, 47 e 59.

- LEARY, C. A.; HOUZE, R. A. J. Melting and Evaporation of Hydrometeors in Precipitation from the Anvil Clouds of Deep Tropical Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 36, n. 4, p. 669–679, 1979. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 46.
- LIEBMANN, B.; MARENGO, J. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, v. 14, n. 22, p. 4308–4318, 2001. Citado na página 28.
- LIN, S.-J. A “vertically Lagrangian” finite-volume dynamical core for global models. *Monthly Weather Review*, v. 132, n. 10, p. 2293–2307, 2004. Citado na página 35.
- LIU, C. Atmospheric science: Severe weather in a warming climate. *Nature*, v. 544, n. 7651, p. 422–423, 2017. Citado na página 36.
- LOPES, V. S. *Análise diagnóstica e modelagem numérica de mesoescala de uma linha de instabilidade amazônica*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2017. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_vitor_s_lopes_original..pdf>. Citado na página 34.
- LOUIS, J.-F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 17, n. 2, p. 187–202, 1979. Citado na página 43.
- LÜTHI, D. et al. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, v. 453, n. 7193, p. 379–382, 2008. Citado na página 28.
- MACEDO, S. R.; VILA, D.; MACHADO, L. A. FORTRACC-Previsão a curto prazo e evolução dos sistemas convectivos. *FORTRACC V1. 1-Guia de Usuário*, INPE/CPTEC São Paulo, 2004. Citado na página 44.
- MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. *The electrical nature of storms*. [S.l.]: Oxford University Press on Demand, 1998. Citado na página 29.
- MACHADO, L.; ROSSOW, W. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Monthly Weather Review*, v. 121, n. 12, p. 3234–3260, 1993. Citado 4 vezes nas páginas 32, 51, 57 e 61.
- MACHADO, L. et al. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, v. 126, n. 6, p. 1630–1654, 1998. Citado 8 vezes nas páginas 23, 25, 32, 33, 43, 44, 45 e 47.
- MACHADO, L. A. The Amazon energy budget using the ABLE-2B and FluAmazon data. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 57, n. 18, p. 3131–3144, 2000. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 30.
- MACHADO, L. A. et al. Overview: Precipitation characteristics and sensitivities to environmental conditions during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 18, 2018. Citado 3 vezes nas páginas 43, 61 e 62.
- MACHADO, L. A. et al. The CHUVA project: How does convection vary across Brazil? *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014. Citado na página 43.

MACHADO, L. A.; LAURENT, H.; LIMA, A. A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 107, n. D20, p. LBA-31, 2002. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 62.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, v. 132, n. 3, p. 714–725, 2004. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 47.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, 1980. Citado na página 30.

MADDOX, R. A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, v. 111, n. 7, p. 1475–1493, 1983. Citado na página 30.

MANN, H. B.; WHITNEY, D. R. On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *The Annals of Mathematical Statistics*, Institute of Mathematical Statistics, v. 18, n. 1, p. 50 – 60, 1947. Citado na página 49.

MARENGO, J.; NOBRE, C. Clima da região Amazônica. *Tempo e Clima no Brasil*, edited by: Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, I., Ferreira, N., Justi da Silva, M., Faus da Silva Dias, M., Oficina de Textos, p. 179–212, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 25.

MARENGO, J. et al. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 363, n. 1498, p. 1773–1778, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 28 e 68.

MARENGO, J. A. O futuro clima do Brasil. *Revista USP*, n. 103, p. 25–32, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 29.

MARENGO, J. A. et al. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 90, n. 2, p. 1973–1985, 2018. Citado na página 28.

MARENGO, J. A. et al. Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. *Climate Dynamics*, v. 35, n. 6, p. 1073–1097, 2010. Citado 3 vezes nas páginas 80, 81 e 88.

MARENGO, J. A. et al. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. *Climate dynamics*, v. 38, n. 9-10, p. 1829–1848, 2012. Citado 3 vezes nas páginas 80, 81 e 88.

MARENGO, J. A.; DRUYAN, L. M.; HASTENRATH, S. Observational and modelling studies of Amazonia interannual climate variability. *Climatic Change*, v. 23, n. 3, p. 267–286, 1993. Citado na página 68.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*, v. 36, n. 3, p. 1033–1050, 2016. Citado 4 vezes nas páginas 27, 28, 65 e 68.

MARENGO, J. A. et al. Tropical South America East of the Andes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 96, n. 7, p. 179–182, 2015. Citado na página 28.

MARENGO, J. A. et al. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. *Frontiers in Earth Science*, v. 6, p. 228, 2018. Citado 4 vezes nas páginas 36, 80, 81 e 88.

MARENGO, J. A. et al. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of climate*, v. 21, n. 3, p. 495–516, 2008. Citado 3 vezes nas páginas 27, 28 e 68.

MARTIN, S. T. et al. Introduction: Observations and modeling of the Green Ocean Amazon (GOAmazon2014/5). *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, v. 15, n. doi:10.5194/acpd-15-30175-2015, p. 30175–30210, 2015. Citado 2 vezes nas páginas 33 e 39.

MATHON, V.; LAURENT, H. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 127, n. 572, p. 377–406, 2001. Citado na página 23.

MATHON, V.; LAURENT, H.; LEBEL, T. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of applied meteorology*, v. 41, n. 11, p. 1081–1092, 2002. Citado na página 23.

MCFARLANE, N. The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 44, n. 14, p. 1775–1800, 1987. Citado na página 43.

MCKNIGHT, P. E.; NAJAB, J. Mann-Whitney U Test. *The Corsini encyclopedia of psychology*, p. 1–1, 2010. Citado na página 49.

MCPHADEN, M. J. Playing hide and seek with El Niño. *Nature Climate Change*, v. 5, n. 9, p. 791–795, 2015. Citado 2 vezes nas páginas 65 e 68.

MCPHADEN, M. J. et al. The curious case of the El Niño that never happened: A perspective from 40 years of progress in climate research and forecasting. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 96, n. 10, p. 1647–1665, 2015. Citado na página 68.

MEDVIGY, D.; WALKO, R. L.; AVISSAR, R. Effects of deforestation on spatiotemporal distributions of precipitation in South America. *Journal of Climate*, v. 24, n. 8, p. 2147–2163, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 29.

MENDEZ, S. *Caracterização de Sistemas Convectivos de Mesoescala na Bacia do La Plata*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2015. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d/_sergio_mendez_corrigida.pdf>. Citado na página 38.

MIYAMOTO, Y. et al. Deep moist atmospheric convection in a subkilometer global simulation. *Geophysical Research Letters*, v. 40, n. 18, p. 4922–4926, 2013. Citado na página 85.

MOHR, K. I.; ZIPSER, E. J. Defining mesoscale convective systems by their 85-GHz ice-scattering signatures. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, n. 6, p. 1179–1190, 1996. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 31.

- MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, n. 1, p. 107–117, 1987. Citado na página 68.
- MOREL, C.; SENESI, S. A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 128, n. 584, p. 1953–1971, 2002. Citado na página 23.
- MOSS, R. H. et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, v. 463, n. 7282, p. 747–756, 2010. Citado na página 124.
- NAKANISHI, M.; NIINO, H. An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 119, n. 2, p. 397–407, 2006. Citado 3 vezes nas páginas 43, 125 e 131.
- NCAR. National Center for Atmospheric Research NCAR, 2019. Disponível em: <https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_v4/v4.1/contents.html>. Citado na página 125.
- NITTA, T.; YOSHIMURA, K.; ABE-OUCHI, A. Impact of arctic wetlands on the climate system: Model sensitivity simulations with the MIROC5 AGCM and a snow-fed wetland scheme. *Journal of Hydrometeorology*, v. 18, n. 11, p. 2923–2936, 2017. Citado na página 43.
- NOBRE, C. A. et al. Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 113, n. 39, p. 10759–10768, 2016. Citado na página 36.
- NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças climáticas e Amazônia. *Ciência e Cultura*, v. 59, n. 3, p. 22–27, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 28.
- NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of climate*, v. 4, n. 10, p. 957–988, 1991. Citado na página 29.
- NODA, A. T. et al. Importance of the subgrid-scale turbulent moist process: Cloud distribution in global cloud-resolving simulations. *Atmospheric Research*, v. 96, n. 2-3, p. 208–217, 2010. Citado 5 vezes nas páginas 14, 43, 128, 129 e 131.
- NUNES, A. M. et al. Severe convection features in the Amazon Basin: A TRMM-based 15-year evaluation. *Frontiers in Earth Science*, Frontiers, v. 4, p. 37, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 57 e 59.
- NUNES, A. M. P. *Climatologia e ambiente de tempo severo na Amazônia*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2015. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-29052015-133627/publico/DissertacaoFinal_CorrigidaRevisada.pdf>. Citado 2 vezes nas páginas 57 e 59.
- OHNO, T.; SATOH, M.; NODA, A. Fine vertical resolution radiative-convective equilibrium experiments: Roles of turbulent mixing on the high-cloud response to sea surface temperatures. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 11, n. 6, p. 1637–1654, 2019. Citado na página 43.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 56, p. 527–530, 1975. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 29.

Pereira Filho, A. J. et al. Satellite Rainfall Estimates Over South America—Possible Applicability to the Water Management of Large Watersheds. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 46, n. 2, p. 344–360, 2010. Citado na página 38.

PEREIRA FILHO, A. J. et al. Convective rainfall in Amazonia and adjacent tropics. *Atmospheric and Climate Sciences*, Scientific Research Publishing, v. 5, n. 02, p. 137, 2015. Citado na página 23.

Pereira Filho, A. J. et al. Convective rainfall in Amazonia and adjacent tropics. *Atmospheric and Climate Sciences*, Scientific Research Publishing, v. 5, n. 02, p. 137, 2015. Citado 3 vezes nas páginas 32, 38 e 45.

PUTMAN, W. M.; SUAREZ, M. Cloud-system resolving simulations with the NASA Goddard Earth Observing System global atmospheric model (GEOS-5). *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. 16, 2011. Citado na página 35.

R Core Team. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. Vienna, Austria, 2020. Disponível em: <<https://www.R-project.org/>>. Citado na página 46.

REHBEIN, A. *Sistemas convectivos de mesoescala observados na bacia Amazônica durante o projeto GOAmazon*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2016. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <<https://teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-29052018-102758/pt-br.php>>. Citado 9 vezes nas páginas 24, 32, 33, 39, 46, 47, 51, 55 e 59.

REHBEIN, A. *percolator: Tools for ForTraCC*. [S.l.], 2021. R package version 0.4.3. Disponível em: <<https://github.com/salvatirehbein/percolator/>>. Citado na página 46.

REHBEIN, A.; AMBRIZZI, T.; MECHOSO, C. R. Mesoscale convective systems over the Amazon basin. Part I: climatological aspects. *International Journal of Climatology*, v. 38, n. 1, p. 215–229, 2017. Citado 14 vezes nas páginas 15, 23, 24, 32, 33, 38, 39, 44, 45, 46, 47, 51, 55 e 59.

REHBEIN, A. et al. Mesoscale convective systems over the Amazon basin: The GoAmazon2014/5 program. *International Journal of Climatology*, v. 39, n. 15, p. 5599–5618, 2019. Citado 14 vezes nas páginas 11, 33, 44, 47, 51, 52, 55, 62, 64, 65, 66, 69, 70 e 71.

REHBEIN, A. et al. Severe weather events over southeastern Brazil during the 2016 dry season. *Advances in Meteorology*, v. 2018, 2018. Citado na página 28.

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of climate*, v. 7, n. 6, p. 929–948, 1994. Citado na página 128.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. *Monthly weather review*, v. 128, n. 8, p. 2947–2957, 2000. Citado na página 68.

ROH, W.; SATOH, M. Evaluation of precipitating hydrometeor parameterizations in a single-moment bulk microphysics scheme for deep convective systems over the tropical central pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 71, n. 7, p. 2654–2673, 2014. Citado na página 43.

ROH, W.; SATOH, M.; NASUNO, T. Improvement of a cloud microphysics scheme for a global nonhydrostatic model using TRMM and a satellite simulator. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 74, n. 1, p. 167–184, 2017. Citado na página 43.

RONCHAIL, J. et al. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. *International Journal of Climatology*, v. 22, n. 13, p. 1663–1686, 2002. Citado 2 vezes nas páginas 27 e 68.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly weather review*, v. 115, n. 8, p. 1606–1626, 1987. Citado na página 68.

ROSALES, A. J. G. *Valley-mountain circulation associated with precipitation formation in the tropical Andes (Rio Santa Basin)*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2019. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_alan_j_g_rosales_corrigida_0.pdf>. Citado na página 125.

SAKAMOTO, M. *Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na Região Subtropical da América do Sul durante o SALLJEX*. Tese (Doutorado) — Sao Paulo: Inst. Astron., Geof. e C. Atmosf., IAG-USP, 2009. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_meiry_s_sakamoto.pdf>. Citado 6 vezes nas páginas 30, 32, 38, 46, 47 e 61.

SAKAMOTO, M. S.; AMBRIZZI, T.; POVEDA, G. Moisture sources and life cycle of convective systems over Western Colombia. *Advances in Meteorology*, Hindawi Publishing Corporation, v. 2011, 2012. Citado 5 vezes nas páginas 32, 44, 46, 47 e 61.

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 9, 2007. Citado na página 29.

SALES, A. *Climatologia de dias de Tempestades nas Principais Cidades da Região Equatorial Brasileira e Projeções para o Futuro*. 2014. 194 f. Tese (Doutorado) — Curso de Pós-graduação em Geofísica Espacial, Instituto de Pesquisas Espaciais, 2014. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em: <<http://mtc-m21b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/05.09.21.40/doc/publicacao.pdf>>. Citado na página 36.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007. Citado 7 vezes nas páginas 30, 32, 38, 43, 46, 47 e 55.

SAMPAIO, G. et al. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 17, 2007. Citado na página 29.

- SANTOSO, A.; MCPHADEN, M. J.; CAI, W. The defining characteristics of ENSO extremes and the strong 2015/2016 El Niño. *Reviews of Geophysics*, v. 55, n. 4, p. 1079–1129, 2017. Citado 2 vezes nas páginas 65 e 68.
- SATO, T. et al. Diurnal cycle of precipitation in the tropics simulated in a global cloud-resolving model. *Journal of Climate*, v. 22, n. 18, p. 4809–4826, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 40 e 85.
- SATOH, M. et al. Nonhydrostatic icosahedral atmospheric model (NICAM) for global cloud resolving simulations. *Journal of Computational Physics*, v. 227, n. 7, p. 3486–3514, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 40.
- SATOH, M. et al. Global cloud-resolving models. *Current Climate Change Reports*, Springer, v. 5, n. 3, p. 172–184, 2019. Citado na página 35.
- SATOH, M. et al. The non-hydrostatic icosahedral atmospheric model: Description and development. *Progress in Earth and Planetary Science*, v. 1, n. 1, p. 18, 2014. Citado 3 vezes nas páginas 35, 40 e 41.
- SATOH, M. et al. Constraint on future change in global frequency of tropical cyclones due to global warming. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 93, n. 4, p. 489–500, 2015. Citado na página 40.
- SATYAMURTY, P.; COSTA, C. P. d.; MANZI, A. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. *Theoretical Applied Climatology*, v. 111, p. 195–209, 2012. Citado na página 26.
- SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; Silva Dias, P. L. South America. In: _____. *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Boston, MA: American Meteorological Society, 1998. p. 119–139. ISBN 978-1-935704-10-2. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-1-935704-10-2_5>. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 31.
- SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. In: _____. *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Boston, MA: American Meteorological Society, 1998. p. 119–139. ISBN 978-1-935704-10-2. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-1-935704-10-2_5>. Citado na página 25.
- SCHIRO, K. A. et al. GoAmazon2014/5 campaign points to deep-inflow approach to deep convection across scales. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 115, n. 18, p. 4577–4582, 2018. Citado na página 33.
- SCHIRO, K. A.; NEELIN, J. D. Tropical continental downdraft characteristics: mesoscale systems versus unorganized convection. *Atmospheric Chemistry and Physics*, Copernicus GmbH, v. 18, n. 3, p. 1997–2010, 2018. Citado na página 33.
- SCHNEIDER, U. et al. Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data. *Global Precip. Climatol. Cent. (GPCC), Deutscher Wetterdienst, doi*, v. 10, 2011. Citado 3 vezes nas páginas 9, 27 e 39.
- SEIKI, T. et al. Simultaneous evaluation of ice cloud microphysics and nonsphericity of the cloud optical properties using hydrometeor video sonde and radiometer sonde in situ observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 119, n. 11, p. 6681–6701, 2014. Citado na página 43.

SEKIGUCHI, M. A study on evaluation of the radiative flux and its computational optimization in the gaseous absorbing atmosphere. *Ph. D. dissertation, University of Tokyo*, 2004. Citado na página 128.

SEKIGUCHI, M.; NAKAJIMA, T. A k-distribution-based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, v. 109, n. 17-18, p. 2779–2793, 2008. Citado na página 43.

SETH, A.; FERNANDES, K.; CAMARGO, S. J. Two summers of São Paulo drought: Origins in the western tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, v. 42, n. 24, p. 10–816, 2015. Citado na página 28.

SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. *Science*, v. 247, n. 4948, p. 1322–1325, 1990. Citado na página 36.

Silva Dias, M. et al. A case study of convective organization into precipitating lines in the Southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 107, n. D20, p. LBA–46, 2002b. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 34.

SILVA DIAS, M. A. F. d. et al. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 107, n. D20, 2002a. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 34.

SILVA DIAS, P. L.; BONATTI, J. P.; KOUSKY, V. E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. *Monthly Weather Review*, v. 115, n. 8, p. 1465–1478, 1987. Citado na página 26.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale Response of the Tropical Atmosphere to Transient Convection. *Journal of Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 40, n. 11, p. 2689 – 2707, 1983. Citado na página 26.

SKAMAROCK, W. et al. A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4. *National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, USA*, 2019. Citado na página 123.

SKAMAROCK, W. C. et al. A multiscale nonhydrostatic atmospheric model using centroidal Voronoi tessellations and C-grid staggering. *Monthly Weather Review*, v. 140, n. 9, p. 3090–3105, 2012. Citado na página 35.

STEVENS, B. et al. Dyamond: The dynamics of the atmospheric general circulation modeled on non-hydrostatic domains. *Progress in Earth and Planetary Science*, Springer, v. 6, n. 1, p. 61, 2019. Citado na página 35.

TAKATA, K.; EMORI, S.; WATANABE, T. Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and planetary Change*, v. 38, n. 1-2, p. 209–222, 2003. Citado 2 vezes nas páginas 43 e 131.

TAO, W.-K.; SIMPSON, J.; MCCUMBER, M. An ice-water saturation adjustment. *Monthly Weather Review*, v. 117, n. 1, p. 231–235, 1989. Citado na página 125.

TAYLOR, C. M. et al. Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations. *Nature*, v. 544, n. 7651, p. 475–478, 2017. Citado na página 36.

TAYLOR, K. E.; STOUFFER, R. J.; MEEHL, G. A. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American meteorological Society*, v. 93, n. 4, p. 485–498, 2012. Citado na página 124.

TOMITA, H. New microphysical schemes with five and six categories by diagnostic generation of cloud ice. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 86, p. 121–142, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 43 e 131.

TOMITA, H. et al. A global cloud-resolving simulation: Preliminary results from an aqua planet experiment. *Geophysical Research Letters*, v. 32, n. 8, 2005. Citado na página 85.

TOMITA, H.; SATOH, M. A new dynamical framework of nonhydrostatic global model using the icosahedral grid. *Fluid Dynamics Research*, v. 34, n. 6, p. 357, 2004. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 40.

UVO, C. B. et al. The relationships between Tropical Pacific and Atlantic sst and Northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, v. 11, n. 4, p. 551–562, 1998. Citado 3 vezes nas páginas 26, 57 e 59.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, 1987. Citado 3 vezes nas páginas 23, 31 e 47.

VENABLES, W. N.; RIPLEY, B. D. *Modern Applied Statistics with S*. Fourth. New York: Springer, 2002. ISBN 0-387-95457-0. Disponível em: <<http://www.stats.ox.ac.uk/pub/MASS4/>>. Citado na página 48.

VILA, D. A. et al. Forecast and Tracking the evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: Methodology and validation. *Weather and Forecasting*, v. 23, n. 2, p. 233–245, 2008. Citado 5 vezes nas páginas 32, 43, 44, 46 e 47.

WATANABE, M. et al. Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *Journal of Climate*, v. 23, n. 23, p. 6312–6335, 2010. Citado na página 124.

WILKS, D. S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. [S.l.]: Academic press, 2011. v. 100. Citado na página 48.

XIE, P.; ARKIN, P. A. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation. *Journal of Climate*, v. 11, n. 2, p. 137–164, 1998. Citado na página 121.

YAMADA, Y. et al. Projection of changes in tropical cyclone activity and cloud height due to greenhouse warming: Global cloud-system-resolving approach. *Geophysical Research Letters*, v. 37, n. 7, 2010. Citado na página 40.

YAMAMOTO, R. *Investigando Linhas de Instabilidade na Amazônia através da sensibilidade á parametrização de convecção*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2016. Online; Último acesso: 01-03-2021. Disponível em:

https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_rodrigo_yamamoto_corrigida.pdf. Citado na página 34.

YANG, Q. et al. Environments of long-lived mesoscale convective systems over the central United States in convection permitting climate simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 122, n. 24, p. 13–288, 2017. Citado na página 46.

YASHIRO, H. et al. Resolution dependence of the diurnal cycle of precipitation simulated by a global cloud-system resolving model. *Sola*, v. 12, p. 272–276, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 40 e 85.

ZÄNGL, G. et al. The icon (icosahedral non-hydrostatic) modelling framework of dwd and mpi-m: Description of the non-hydrostatic dynamical core. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, v. 141, n. 687, p. 563–579, 2015. Citado na página 35.

ZHOU, J.; LAU, K. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of climate*, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998. Citado na página 26.

ZIPSER, E. J. et al. Where are the most intense thunderstorms on Earth? *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 87, n. 8, p. 1057–1072, 2006. Citado 2 vezes nas páginas 31 e 61.

ZULUAGA, M.; POVEDA, G. Diagnóstico de sistemas convectivos de mesoescala sobre Colombia y el océano Pacífico oriental durante 1998-2002. *Av. Recur. Hidrául*, v. 11, p. 145–160, 2004. Citado na página 30.

Apêndice

APÊNDICE A – Outros experimentos numéricos

Nesta seção são apresentados experimentos numéricos desenvolvidos ao longo do doutoramento usando os modelos NICAM com grades uniforme e variável e WRF, mais os experimentos NICAM AMIP e NICAM resoluções variáveis. Os dois últimos foram realizados e disponibilizadas pelo AORI/UT/JAMSTEC/RIKEN. Buscou-se conhecer a viabilidade de obter outras simulações que também representem os SCMs na Amazônia para um longo período. Estes experimentos serão apresentados como uma forma de complementar o presente estudo e o estado da arte de modelagem de SCMs na bacia Amazônica.

A.1 NICAM: grades uniforme e variável

A.1.1 Descrição do experimento

Neste experimento foram comparadas simulações do NICAM para o mesmo período e dados iniciais, porém usando dois tipos diferentes de grades icosaédricas: 1) grade uniforme, que representa a grade com resolução uniforme ao longo do globo, e 2) NICAM grade variável (do inglês *stretched*), cuja grade permite um aumento na resolução em um ponto alvo, como apresentado na Fig. 39. O objetivo deste experimento foi verificar a possibilidade de realizar simulações de longo prazo com alta resolução sobre a bacia Amazônica usando a configuração de grade variável do NICAM.

Para a grade uniforme as simulações foram feitas no nível de divisão de grade 9 que equivale a 14 km de espaçamento de grade. O passo de tempo indicado e usado para esta configuração é 30 segundos. Para a grade variável, foi usado o fator de divisão 2, com foco sobre a bacia Amazônica (ponto alvo: 10°S/60°W), assim a maior resolução obtida foi 7 km. O experimento com as duas grades foi desenvolvido durante o estágio de pesquisa no Japão usando o supercomputador da Universidade de Tóquio, Oakforest-PACS (Fujitsu PRIMERGY CX1640 M1) de 25.004 PFLOPS <<https://www.cc.u-tokyo.ac.jp/supercomputer/ofp/service/index-e.html>> sob supervisão e orientação do Prof. Dr. Masaki Satoh no AORI. Foram usados 10240 processadores (um processador para cada região/icosaedro) e 160 nós para as rodadas. Para reinicializações de 10 dias foram usadas o total de 17 horas, ou seja, 2720 horas de nó computacional. A versão do NICAM utilizada foi NICAM versão 15 (NICAM.15).

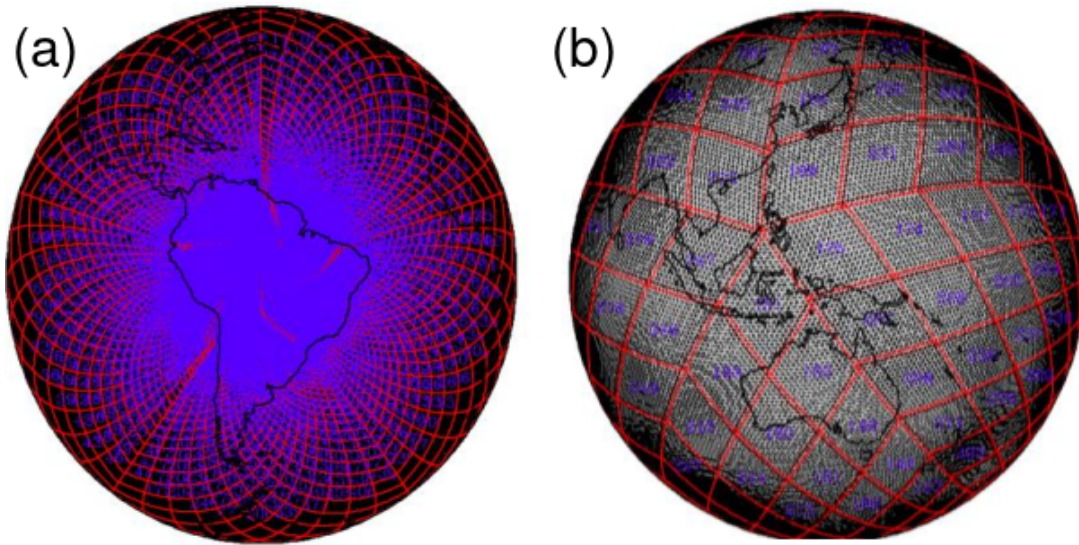


Figura 39 – Grade variável do modelo NICAM com fator de divisão 2, com (a) maior resolução (7 km) sobre a bacia Amazônica e (b) menor resolução (28 km) sobre a região oposta, sobre o continente marítimo.

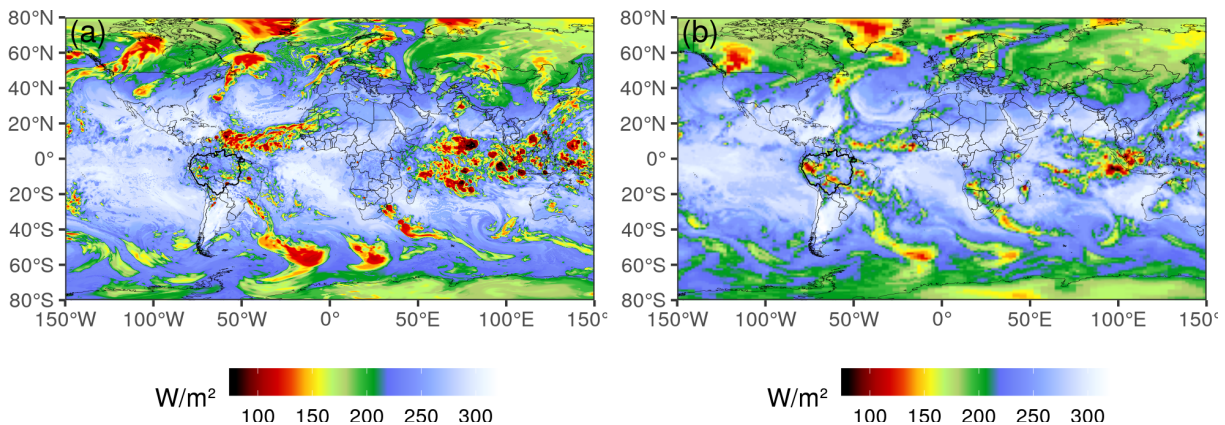


Figura 40 – ROL (W/m^2) (a) simulada pelo NICAM usando grade uniforme e (b) observada usando CERES. Os dados do CERES foram interpolados para a grade de 14 km.

O período de simulação foi 28 de novembro a 20 de janeiro de 2012, sendo que os três primeiros dias serviram de ajuste do modelo (*spin-up*). Este período foi escolhido por ser um ano neutro (ENSO neutro). Os dados de entrada para estes experimentos são do *NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis* (ds083.2, doi:<[10.5065/D6M043C6](https://doi.org/10.5065/D6M043C6)>) cuja resolução temporal vai desde de 10 minutos até 3 horas, dependendo a variável. As demais configurações são similares a Kodama et al. (2015) (Tabela 2 daquele trabalho).

A.1.2 Resultados

Nos primeiros dias de integração, os experimentos simularam relativamente bem os principais sistemas meteorológicos atuantes ao redor do mundo com uma

superestimativa da intensidade na região do continente marítimo (Figs. 40) e na região tropical da América do Sul, inclusive com mais detalhamentos comparado aos dados observacionais devido à maior resolução das simulações (Fig. 41). Sobre o oceano Atlântico, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) foi mais intensa e extensa na simulação comparado a observação. A banda convectiva observada desde o sul da bacia Amazônica em direção ao Atlântico Sul também foi simulada pelo NICAM. A grade variável apresenta diversas pequenas regiões com baixa ROL em comparação com a grade uniforme e as observações¹, as quais possuem resoluções mais grosseiras. Com o passar do tempo de integração (no dia 07/12/2011, por exemplo), as simulações geram ainda menores valores de ROL do que o observado e se estendendo sobre grandes regiões homogêneas, como aquela observada na Fig. 41. Por isso, as análises a seguir se concentram nos primeiros 16 dias de simulação. O aumento da resolução em uma determinada região usando a grade variável, acontece ao custo da diminuição da resolução na região oposta, conforme mostra a Fig. 39, o que leva a introdução de erros numéricos com o passar das integrações. Isso faz com que o modelo se torne instável com rodadas de longo prazo e, por isso, esta configuração é mais indicada para simulações de estudos de casos para curtos períodos (Dr. Masaki Satoh, dezembro de 2019, comunicação pessoal).

Como a ROL representa uma aproximação para detectar nuvens convectivas profundas com potencial para gerar grandes volumes de precipitação, semelhante à T_b , as análises serão baseadas nesta variável. Existe uma relação muito próxima entre a ROL média e a precipitação média (JANOWIAK; ARKIN, 1991; XIE; ARKIN, 1998): enquanto o ROL aumenta, a precipitação é reduzida e vice-versa. A diferença entre a média da OLR simulada em ambos os experimentos (Figs. 42a e 43a) e a média da OLR observada (Fig. 42b e 43b) no período de 01/12/2011 a 16/12/2011 mostra valores positivos de ROL bastante altos sobre o nordeste da Amazônia, comparados a outras regiões do globo (Fig. 42c e 43c). Ligeiramente ao sul destes vieses positivos, ocorreram vieses negativos igualmente altos, formando um padrão dipolar.

A.1.3 Conclusões parciais

Ambos experimentos, de grade uniforme e grade variável tiveram altos vieses de ROL sobre a bacia Amazônica exibindo um padrão dipolar, com viés negativo ao norte e positivo ao sul. Simulações usando o NICAM com grade variável são mais indicadas para simulações de curto prazo, uma vez que o aumento da resolução em uma região levará à diminuição na região oposta, introduzindo erros numéricos e tornando o modelo

¹ Os dados que representam as observações de ROL são do projeto *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES; <<https://ceres.larc.nasa.gov/data/>>). No presente trabalho CERES foi usado para se referir ao produto *Synoptic TOA and surface fluxes and clouds* (SYN) (SYN1deg – Level 3) que pode ser uma aproximação para a comparação da ROL do modelo NICAM.

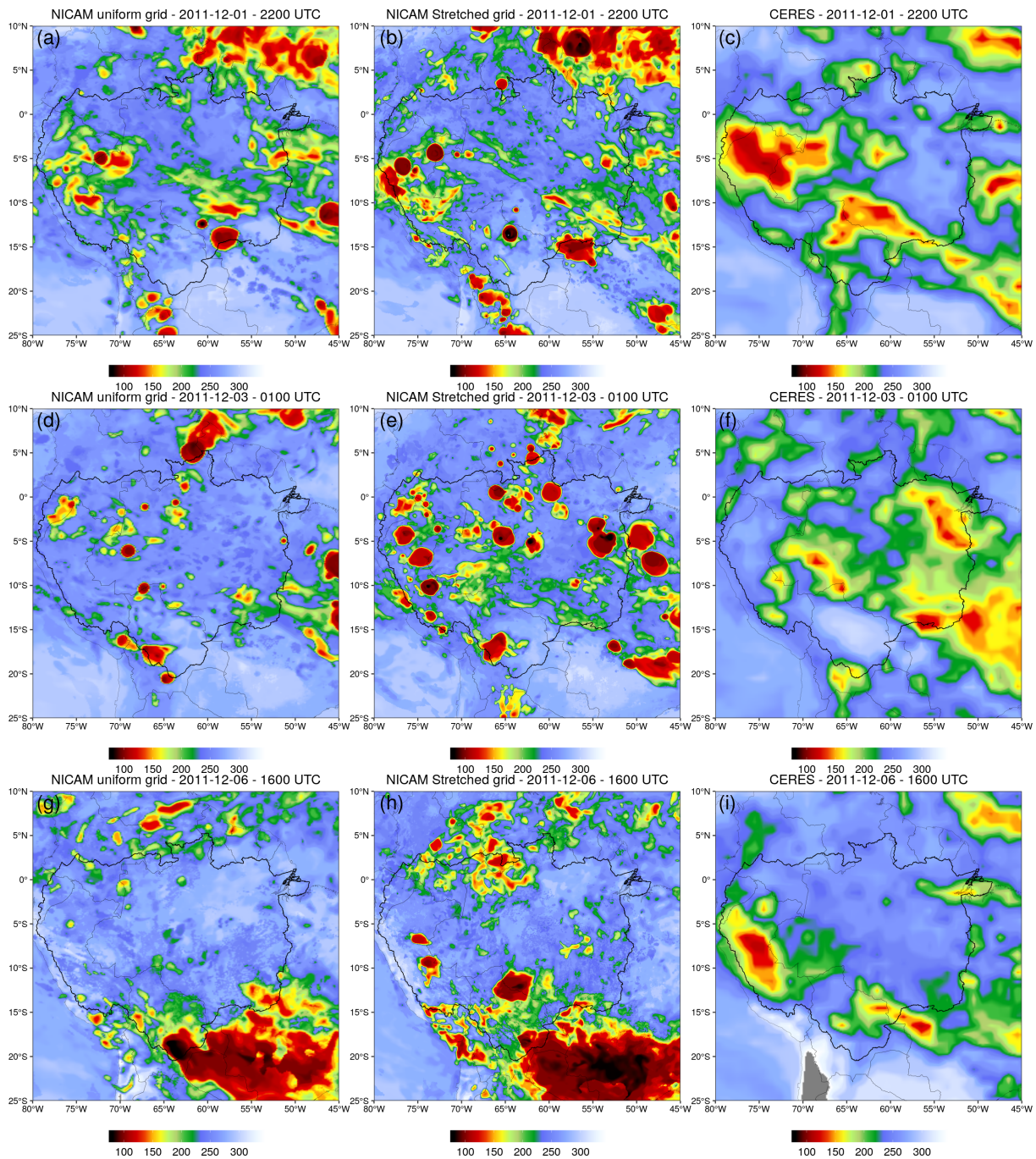


Figura 41 – ROL (W/m^2) simulada pelo NICAM usando a grade uniforme com 14 km de resolução (painéis à esquerda), grade variável (painéis no centro) e observada usando CERES (painéis à direita) para os dias (a)-(c) 01/12/2011 às 2200 UTC (após 3 dias de *spin-up*), (d)-(f) 03/12/2011 às 0100 UTC e (g)-(i) 06/12/2011 às 1600 UTC. Os dados do CERES foram interpolados para a grade de 14 km.

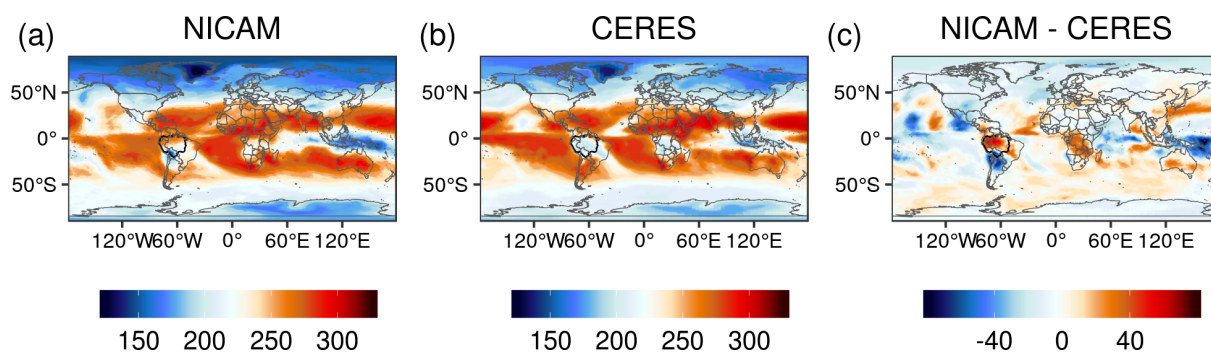


Figura 42 – ROL (W/m^2) média (a) simulada pelo NICAM usando grade uniforme, (b) observada usando CERES e (c) diferença entre (a) e (b) no período de 01/12/2011 a 16/01/2012. Os dados do CERES foram interpolados para a grade de 14 km.

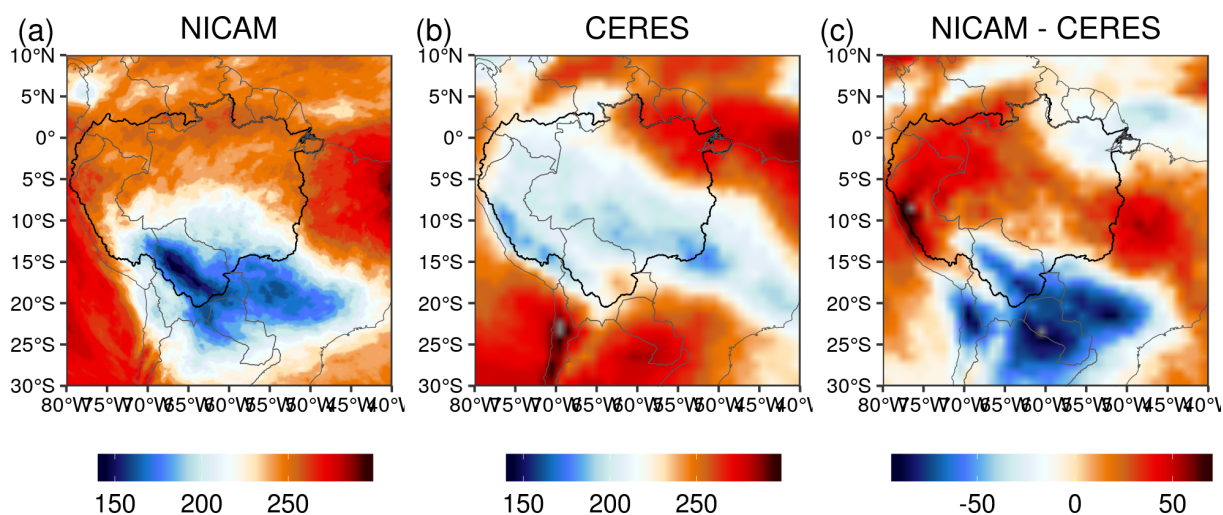


Figura 43 – ROL (W/m^2) média (a) simulada pelo NICAM usando grade variável, (b) observada usando CERES e, (c) diferença entre (a) e (b) no período de 01/12/2011 a 16/12/2011. Os dados do CERES foram interpolados para a grade de 7 km.

instável.

A.2 Simulações com modelo regional WRF

A.2.1 Descrição do experimento

Simulações usando o modelo WRF (SKAMAROCK et al., 2019) (versão 4.1) foram feitas para verificar a viabilidade de realizar rodadas de longo prazo com altas resoluções para a bacia Amazônica e se estas simulações são representativas de SCMs.

Para utilizar o WRF, algumas variáveis meteorológicas básicas são requeridas em níveis de pressão, isto é, em 3 dimensões: temperatura, componentes zonal e

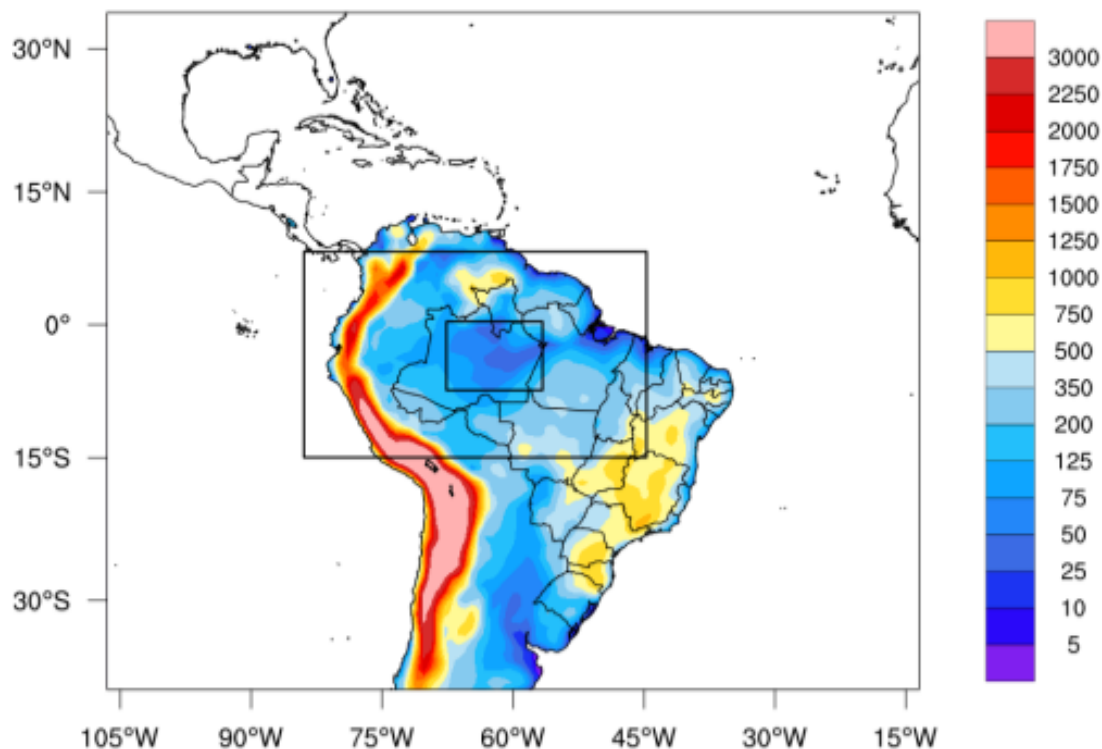


Figura 44 – Domínios 1 (retângulo externo), 2 (retângulo intermediário) e 3 (retângulo interno) utilizados nas simulações com o modelo WRF e topografia (sombreado) em metros.

meridional do vento, altura geopotencial e umidade relativa ou umidade específica. E também em duas dimensões: pressão em superfície, pressão ao nível médio do mar, temperatura na superfície, temperatura na superfície do mar, temperatura a 2 metros de altura, componentes zonal e meridional do vento a 10 metros de altura, umidade e temperatura do solo e altura do solo. A maioria dos MCGs que usaram o protocolo *Fifth Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP5)² carecem de dados básicos suficientes para inicializar o modelo WRF. Em alguns casos, os dados estão disponíveis para um tipo de *ensemble*, mas não para outro. Desta forma, os dados de entrada usados neste experimento são provenientes do modelo *Model for Interdisciplinary Research on Climate* (MIROC5) (WATANABE et al., 2010) sob o protocolo CMIP5, pois é o mais completo no sentido de que não foi necessário fazer interpolações para obter alguma variável, somente foi necessário calcular a altura geopotencial, que os modelos do CMIP5, em geral, não provêm. O *ensemble r1p1i1* foi utilizado. A resolução do MIROC5 é 1,4° (aproximadamente 155 km próximo ao equador).

A Fig. 44 mostra os três domínios utilizados nas simulações e a topografia da região. É altamente recomendado não deixar as bordas dos domínios sobre regiões

² O CMIP5 é um protocolo para que diferentes grupos sigam ao realizar simulações climáticas, cujo objetivo é entender como serão as mudanças climáticas no futuro (TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012). Estes modelos usam concentrações ou emissões consistentes com as do *Representative Concentration Pathways* (RCPs) descritas em Moss et al. (2010).

Tabela 6 – Parametrizações físicas utilizadas nas simulações usando o modelo WRF versão 4.1 e respectivas referências.

Parâmetros	Parametrizações	Referências
Camada limite planetária	Mellor-Yamada Nakanishi e Niino Level 2.5 (MYNN2)	Nakanishi e Niino (2006)
Camada superficial	MYNN	
Cumulus	Betts-Miller-Janjic	Betts (1986) Betts e Miller (1986) Janjić (1994)
Microfísica	Goddard	Tao, Simpson e McCumber (1989)
Radiação	ROL: Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)	Iacono et al. (2008)
	ROC: Dudhia scheme	Dudhia (1989)

com elevação topográfica devido a possível introdução de ruídos que levarão a instabilidades numéricas (NCAR, 2019). Foram utilizadas 3 grades aninhadas com razão de proporção 5:1 e o modo *one-way*³. Por isso, o domínio 1 (aproximadamente 87,5 km de resolução - 120 × 100) abrange uma ampla região ao norte da América do Sul, englobando a bacia Amazônica. O domínio 2 (17,5 km de resolução; 251 × 151) não inclui as topografias elevadas à oeste da bacia Amazônica. O domínio 3 (3,5 km de resolução; 351 × 251) abrange somente a porção central da bacia Amazônica devido aos recursos computacionais limitados. Foi utilizado apenas um nó computacional, totalizando 72 processadores em um servidor do Grupo de Estudos Climáticos (GrEC; <www.grec.iag.usp.br>) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP). O tempo requerido para finalizar um mês de simulação foi em média 7 dias. Apesar disso, a região do domínio 3 é o suficientemente grande para que SCMs se formem, desenvolvam e desloquem sobre ela. Foram feitos diversos experimentos na tentativa do domínio 3 abranger uma área maior, porém, devido a problemas computacionais, esta foi a maior grade possível. O passo de tempo indicado para esta configuração é de 30 segundos (NCAR, 2019). As rodadas foram obtidas para o ano de 2020, deixando um mês (janeiro) de *spin-up*.

As configurações utilizadas na simulação do WRF são apresentadas na Tabela 6 e foram escolhidas por representar bem a região tropical da América do Sul (ROSALES, 2019) (Rosmeri Porfírio da Rocha, 2019, comunicação pessoal). Os dados de saída e que foram utilizados no ForTraCC possuem resolução temporal e espacial de 1 hora e 3,5 km.

³ A troca de informações entre os domínios de menor resolução e o de maior (grade aninhada) é feita de forma que a solução obtida na grade aninhada não realmente a solução da grade de menor resolução. Esta opção foi escolhida após testes de sensibilidade que demonstraram melhor performance usando *one-way*.

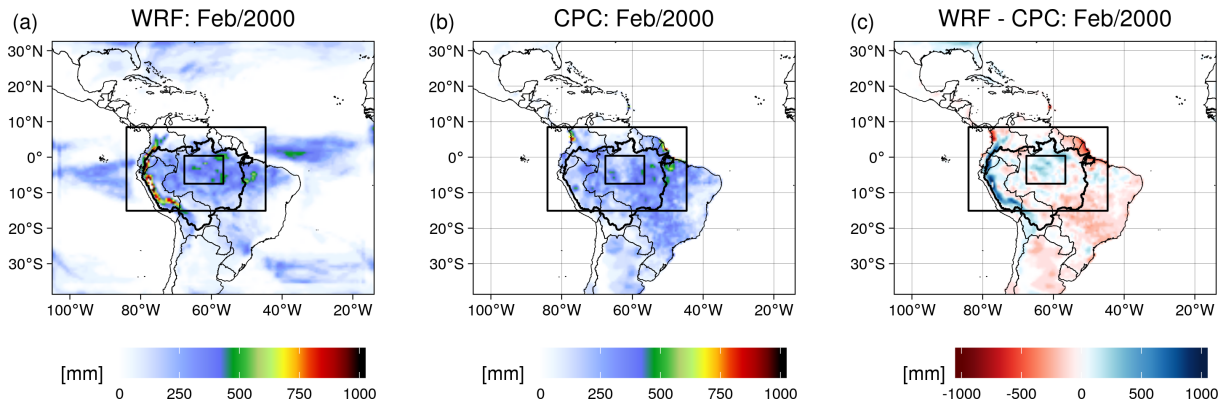


Figura 45 – Precipitação (mm/mês) (a) simulada usando o modelo WRF domínio 1, (b) precipitação observada usando o NOAA *Climate Prediction Center* (CPC) e (c) diferença entre (a) e (b) para fevereiro de 2000.

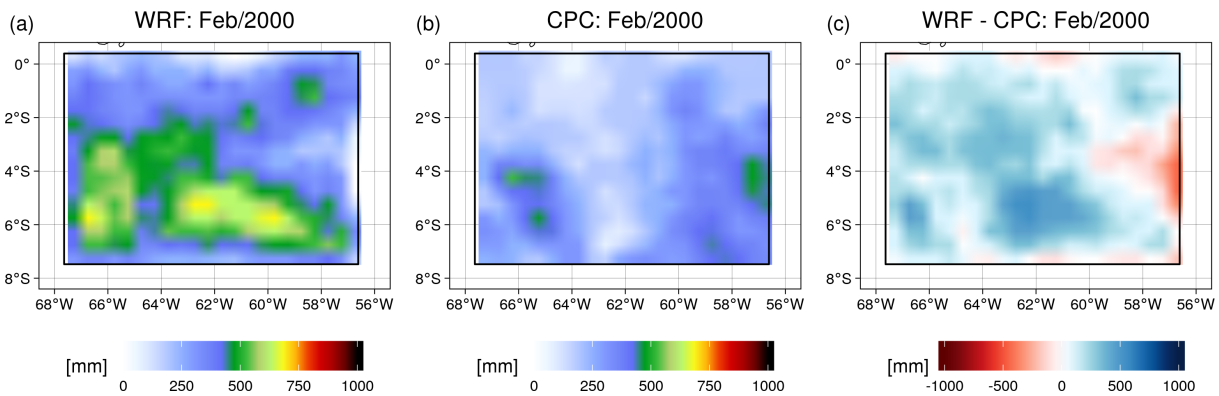


Figura 46 – Precipitação (mm/mês) (a) simulada usando o modelo WRF domínio 3, (b) precipitação observada usando o NOAA *Climate Prediction Center* (CPC) e (c) diferença entre (a) e (b) para fevereiro de 2000.

A.2.2 Resultados

A seguir serão apresentados os resultados obtidos com as simulações para fevereiro de 2000. As simulações do WRF apresentaram viés negativo de precipitação sobre a metade leste da bacia Amazônica na ordem de -100 mm/mês ou mais (Fig. 45). Por outro lado, na metade oeste, houve uma superestimação da precipitação de aproximadamente a mesma intensidade ou até mais, quanto mais próximo aos Andes. O domínio 3, ou seja, o domínio de maior resolução, que abrange a região central da Amazônia, ficou na região de transição entre superestimação e subestimação da precipitação (Fig. 46).

A Tabela 7 mostra os principais resultados obtidos com o rastreamento com o ForTraCC e filtragem com o *percolator* usando as saídas do WRF no domínio 3. Os SCMs encontrados usando o WRF sobre a região central da bacia Amazônica, possuem características médias similares aquelas observadas na bacia Amazônica e descritas na seção 4.1.2, com a maioria dos SCMs tendo longa duração e tempos de vida médio próximos de 6 a 7 horas. A velocidade média e deslocamentos também são

Tabela 7 – Principais características médias dos SCMs obtidos com as simulação do experimento WRF no domínio 3 para fevereiro de 2000. Desvios padrões estão entre parênteses.

Características		Fev. 2000
Número de ocorrências		164
Frequência de ocorrência (%)	Curta duração	49,4
	Longa duração	50,6
Tempo de vida (h)	Média	6,8 (± 2)
	Mediana	5
	Moda	3
Horário preferencial de gênese (UTC)		-
Velocidade (km/h)		23,9 ($\pm 8,9$)
Deslocamento (km)		241,3 (± 179)
Intensidade média (mm/h)		7,8 ($\pm 2,9$)
Área média (km ²)	Gênese	3731,6 ($\pm 1153,5$)
	Maturação	17118,2 ($\pm 17637,2$)
	Dissipação	5656,9 ($\pm 6390,2$)

semelhantes, bem como os padrões de distribuição de áreas médias nas diferentes fases do ciclo de vida. Contudo, a intensidade média é duas a três vezes maior, parecido ao encontrado com as simulações do NICAM no experimento HighResMIP apresentado na seção 4.3.1.

A.2.3 Conclusões parciais

Devido à sua extensão e complexidade do terreno, a definição dos domínios das simulações usando uma grade aninhada com alta resolução sobre a bacia Amazônica é trabalhosa, ainda mais com recursos computacionais limitados. As simulações possuem um viés do tipo dipolar sobre a Amazônia, com superestimativa de precipitação na região sudoeste e subestimativa na região nordeste, semelhante ao observado na seção A.1. Os SCMs encontrados usando a simulação do WRF durante fevereiro de 2000 sobre a região central da bacia Amazônica, possuem características médias similares aquelas observadas para a bacia Amazônica descritas na seção 3.2.1, com exceção dos horários preferenciais de gênese que não foram encontrados e da taxa média de precipitação que é em média quase duas vezes maior que a observada, similar aquela usando os dados do experimento NICAM HighResMIP.

A.3 NICAM: resoluções variáveis

A.3.1 Descrição do experimento

Este experimento foi realizado pelo AORI/UT/JAMSTEC para entender como o aumento de resolução do NICAM pode afetar os resultados das simulações. As simulações foram obtidas por Noda et al. (2010) para um ano com saídas a cada uma hora, usando quatro diferentes níveis de divisão de grade: 1) nível 8 (28 km); 2) nível 9 (14 km); 3) nível 10 (7 km) e; 4) nível 11 (3,5 km). No presente trabalho foram utilizados os níveis de divisão de grade 9, 10 e 11. A configuração do modelo contou com esquema de microfísica de nuvem explícita de (GRABOWSKI et al., 1998). A radiação atmosférica foi calculada usando o método de (SEKIGUCHI, 2004 apud NODA et al., 2010). Para os processos de superfície terrestre foi usado um modelo do tipo *bucket*. O tempo de integração adotado foi de 30 s. As condições iniciais foram definidas usando as análises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) com $1^\circ \times 1^\circ$ do dia 01 de junho de 2004 às 0000 UTC e os dados semanais de TSM e gelo marinho de Reynolds (REYNOLDS; SMITH, 1994 apud NODA et al., 2010). Para mais detalhes sobre a configuração deste experimento verificar Noda et al. (2010).

A.3.2 Resultados

O NICAM apresentou uma significativa melhora na simulação da precipitação sobre a bacia Amazônica aumentando a resolução do nível de divisão de grade 9 (14 km) para 10 (7 km) ou para 11 (3,5 km) (Fig. 47). Porém, com o nível 11 (3,5 km), apesar de diminuir a região de viés negativo de precipitação no leste da bacia Amazônica, há um aumento da intensidade das anomalias positivas no oeste da bacia Amazônica. As características médias encontradas pelos SCMs usando este experimento estão na Tabela 8. O número de SCMs rastreados usando a resolução de 14 km é menor que a média das observações (seção 4.1.2) e da simulação usando o experimento NICAM HighResMIP (seção 4.3.1), o que pode estar relacionado às parametrizações de microfísica as quais foram aprimoradas desde as versões mais antigas do NICAM (KODAMA et al., 2021). As ocorrências usando as demais resoluções são cinco vezes maior, porém ainda inferiores às observações. Os tempos de duração usando as grades de maior resolução foram mais representativos, comparado a grade de 14 km. A velocidade e deslocamento médio são similares para as três resoluções e às observações. As áreas médias estão em bom acordo com as observações, porém tendem ser maiores usando a grade de 14 km. As intensidades médias são similares nas três simulações, mas superiores às observações. Logo, mesmo com o aumento da resolução para 3,5 km, algumas características dos SCMs não foram possíveis de ser simuladas.

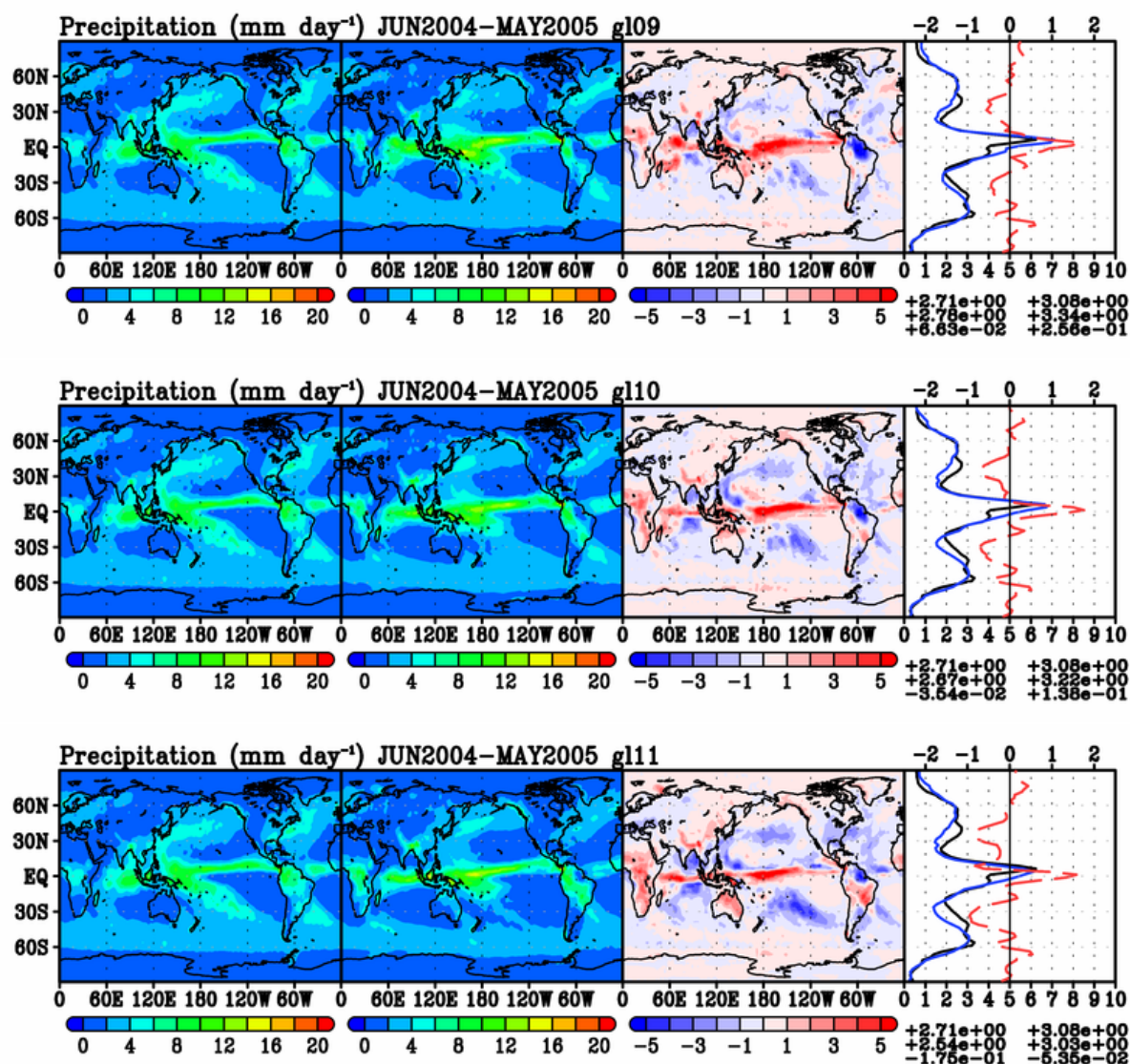


Figura 47 – Precipitação observada (GPCC) e simulada pelo NICAM com o nível de grade 9 (14 km; painel superior), 10 (7 km; painel central) e 11 (3,5 km; painel inferior) para o período de junho de 2004 a maio de 2005. Fonte: Dr. Yohei Yamanda (abril de 2019, comunicação pessoal), baseado em Noda et al. (2010).

Tabela 8 – Principais características médias dos SCMs obtidos com o experimento NICAM resoluções variáveis com diferentes níveis de divisão de grade. Desvios padrões estão entre parênteses.

Características		Nível de divisão de grade do NICAM		
		gl 09 (14 km)	gl 10 (7 km)	gl 11 (3,5 km)
Número de ocorrências		607	5802	5416
Frequência de ocorrência (%)	Curta duração	71	47,8	44,4
	Longa duração	29	52,2	55,6
Tempo de vida (h)	Média	9,1 (±5,4)	6,7 (±4,2)	6,4 (±4,0)
	Mediana	8	5	5
	Moda	3	3	3
Horário preferencial de gênese (UTC)		1800-2100	1800-2200	1700-2200
Velocidade (km/h)		23,0 (±7,6)	24,2 (±7,9)	25,0 (±7,9)
Deslocamento (km)		307,7 (±256,9)	240,3 (±210,3)	242,4 (±202,8)
Intensidade média (mm/h)		10,4 (±7,7)	11,7 (±6,2)	11,1 (±4,7)
Área média (km ²)	Gênese	5145 (±1435,4)	3689,8 (±1263,7)	3640,3 (±1211)
	Maturação	20481,8 (±17330,2)	11576,3 (±10118,1)	11525,2 (±10017)
	Dissipação	6917,5 (±4085,2)	4364,8 (±2575,3)	4286,8 (±2370)

A.3.2.1 Conclusões parciais

O aumento na resolução diminuiu o intenso viés negativo de precipitação no leste da bacia Amazônica, porém com intensificação do viés positivo na parte oeste. As três resoluções utilizadas foram capazes de representar as características básicas dos SCMs, porém a resolução mais alta representou melhor a duração, áreas e horário pico de gênese. O experimento NICAM HighResMIP representou melhor as características dos SCMs comparado ao experimento com resolução de 14 km apresentado nesta seção, provavelmente devido às parametrizações de microfísica de nuvens que foram melhoradas na versão utilizada naquele experimento.

A.4 NICAM AMIP

A.4.1 Descrição do experimento

Este experimento foi realizado usando a versão 12 do modelo NICAM seguindo os protocolos *Atmospheric Model Intercomparison Project* (AMIP) (GATES et al., 1999)

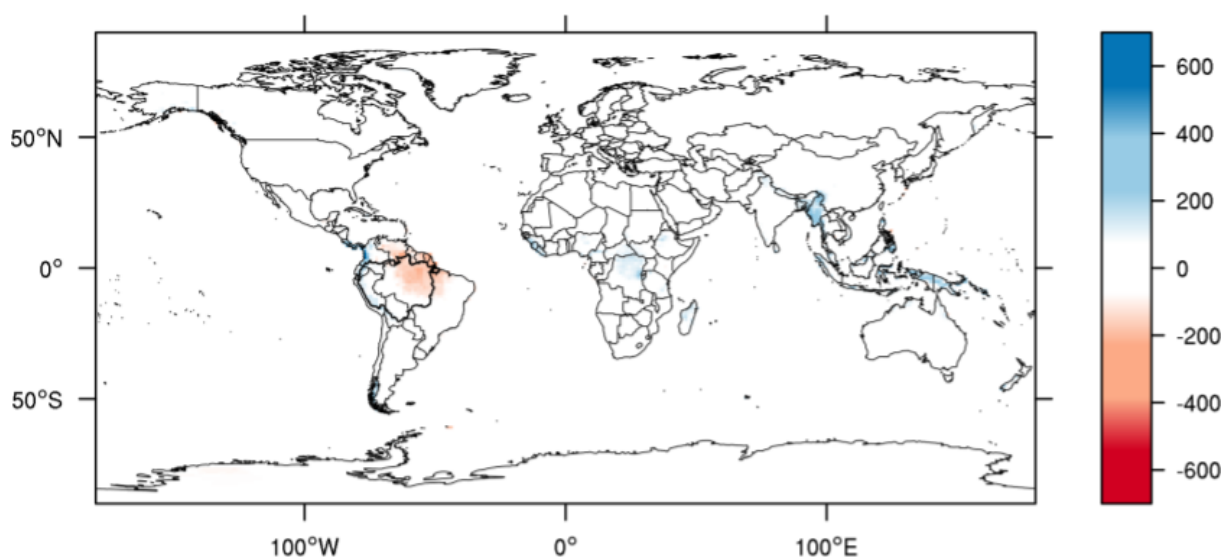


Figura 48 – Viés da precipitação média anual (mm/mês) do experimento NICAM AMIP comparado aos dados do CPC para o período de 1976-2008. Noda et al. (2010).

e está descrito em Kodama et al. (2015). Foram simuladas as condições de clima presente (1976 a 2008) e futuro (2076 a 2100), gerando saídas com médias horárias ou instantâneas com intervalos horários ou a cada 6 horas, dependendo a variável, no nível 9, que equivale a 14 km de espaçamento de grade horizontal. Já o espaçamento de grade vertical foi aumentando de 160 m até 1 km desde a superfície até 11 km (25 camadas) e de 2 km desde 11 km até 25 km. Kodama et al. (2015) descreveu o experimento em detalhes e os esquemas físicos utilizados (ver sua Tabela 2). De forma geral, o esquema de microfísica de nuvens utilizados é o *Single-moment Water 6* (NSW6) (TOMITA, 2008); não foi utilizada parametrização de convecção cumulus; para a turbulência foi usado Mellor-Yamada Nakanishi-Niino (MYNN2) (NAKANISHI; NIINO, 2006; NODA et al., 2010); para a superfície foi usado o *Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff* (MATSIRO) (TAKATA; EMORI; WATANABE, 2003) e; um modelo oceânico textitSingle-layer slab-ocean, o qual leva em conta variações na temperatura na superfície do mar de forma simplificada.

A.4.2 Resultados

A precipitação simulada tem um viés consideravelmente negativo no setor nordeste da bacia Amazônica, de aproximadamente 300 mm/mês (Fig. 48), da mesma forma que as simulações anteriormente apresentadas (seções A.1, A.2 e A.3) e mostradas em (KODAMA et al., 2015).

Neste experimento os SCMs também foram rastreados usando ROL. A metodologia para rastrear SCMs usando ROL é similar a de Inoue et al. (2008), onde através de funções de densidade de probabilidade calculadas para a Amazônia (região dentro

Tabela 9 – Principais características médias dos SCMs de acordo com o período de simulação do experimento NICAM AMIP usando dados de precipitação e ROL para o período de 2000 a 2008. Desvios padrões estão entre parênteses.

Características	Precipitação	ROL
Número de ocorrências	4243,4 ($\pm 351,9$)	2856,1 (± 160)
Frequência de ocorrência (%)	Curta duração Longa duração	65 35
Horário preferencial de gênese (UTC)	1700-0000	1900-0000

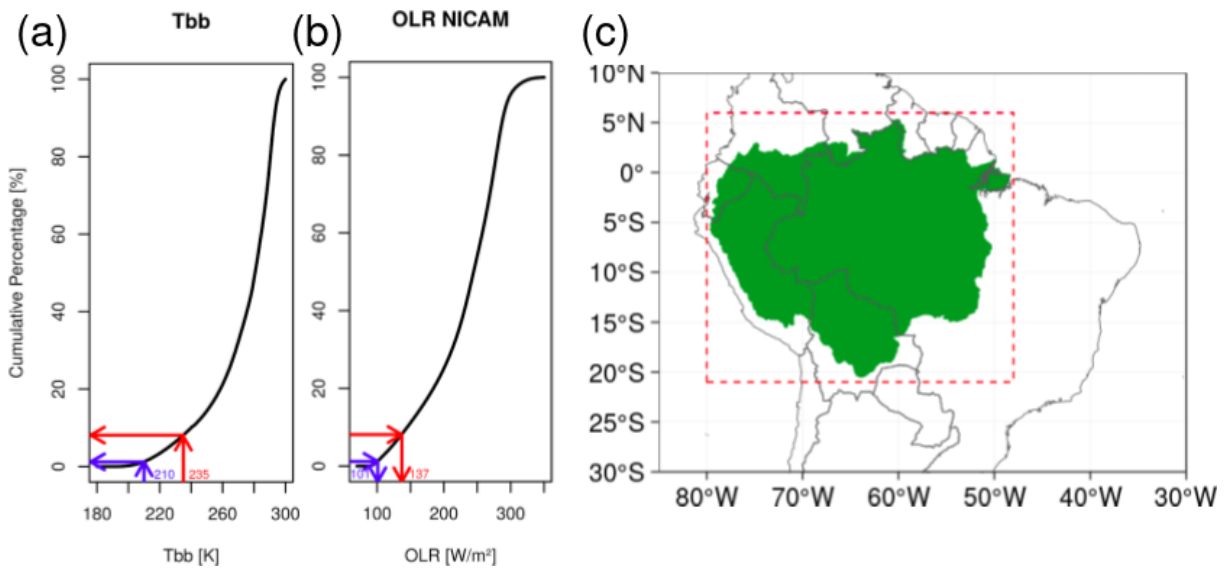


Figura 49 – Porcentagem cumulativa (%) de (a) T_{bb} observada e (b) ROL simulada pelo experimento NICAM AMIP calculadas sobre a caixa vermelha no mapa em (c) para o período de 2000 a 2008. As setas coloridas indicam os respectivos valores de T_{bb} e de ROL.

do retângulo vermelho), e associações com a T_{bb} , foram obtidos os valores de ROL para o rastreamento, conforme indicado na Fig. 49. Os valores ROL utilizados para identificar os SCMs são 137 W/m^2 , equivalentes aos limiares de T_{bb} de 235 K e 101 W/m^2 para associar aos topos frios identificados com T_{bb} através do limiar de 210 K . Estes limiares são restritos às simulações deste experimento e precisam ser recalculados caso outro conjunto de dados de ROL vier a ser utilizado. O algoritmo rastreador é o ForTraCC adaptado para esta finalidade. O *percolator* também foi adaptado para fazer o pós-processamento.

Como explicado na seção A.3, a ROL simulada pelo NICAM tende a apresentar valores muito baixos em uma vasta região e perde as características de SCMs. Isso justifica o mais baixo número de SCMs encontrados por esta variável em comparação com a precipitação (Tabela 9). O número médio de SCMs identificados com precipitação também é subestimado. Contudo, a duração total destes SCMs é bastante similar à observada, com maior número de sistemas de curta duração. O pico do horário

preferencial de gênese ocorre com defasagem de aproximadamente 2 a 3 horas, da mesma forma que outros experimentos do NICAM com resolução similar a utilizada neste experimento.

A.4.3 Conclusões parciais

O viés negativo de precipitação encontrado no nordeste da bacia Amazônica nos experimentos anteriores também foi verificado no experimento NICAM AMIP. Baseado em estudos prévios, foi desenvolvida uma metodologia para rastreamento de SCMs usando ROL que inclui obtenção dos limiares de rastreamento equivalentes à T_b , os quais precisam ser recalculados para cada novo conjunto de dados, adaptação do ForTraCC e do *percolator*. O número médio de SCMs identificados neste experimento é de aproximadamente 60% do número médio de SCMs observados usando precipitação e 40% comparando a ROL com T_b , que é usado como um valor de referência.

APÊNDICE B – Filtragem

A Fig. 50 mostra o número de “famílias” ou sistemas convectivos identificados e rastreados pelo ForTraCC de acordo com os dados utilizados e resultantes após a aplicação de cada filtro descritos na seção 3.3, usando o pacote *percolator*.

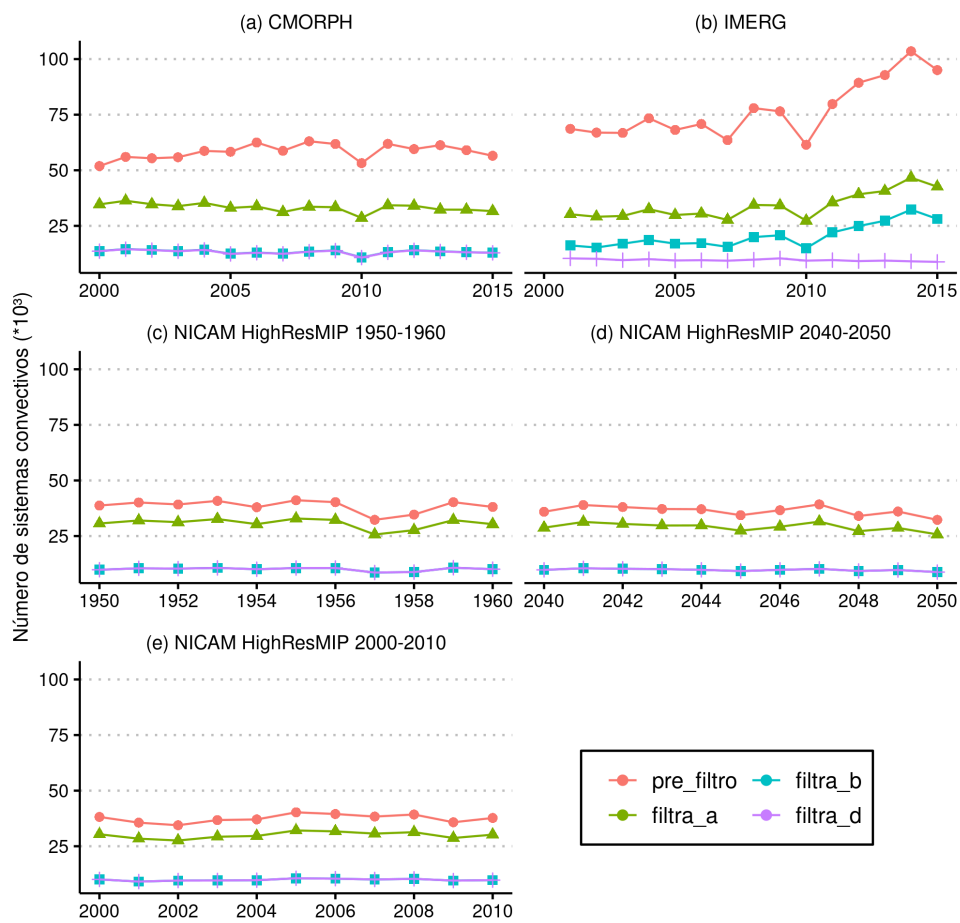


Figura 50 – Número de “famílias” ou sistemas convectivos obtidos com o ForTraCC e após cada filtragem do *percolator*.