

AVALIAÇÃO DO BALANÇO DE ÁGUA NA AMAZÔNIA SIMULADO PELO MODELO ETA-HADGEM2-ES NO PERÍODO DE 1985 A 2005

Vinicius Machado Rocha¹, Francis Wagner Silva Correia², Sin Chan Chou³, André Lyra⁴, Paulo Ricardo Teixeira Silva⁵, Wesley Brito Gomes⁶ e Leonardo Vergasta⁷

1 - Geógrafo, Mestre em Clima e Ambiente. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). E-mail: vinicius@inpa.gov.br

2 - Físico, Doutor em Meteorologia. Universidade do Estado do Amazonas (UEA). E-mail: francis.wagner70@gmail.com

3 - Meteorologista, Doutora em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). E-mail: chou.sinchan@cptec.inpe.br

4 - Meteorologista, Doutor em Ciência do Sistema Terrestre. INPE. E-mail: andre.lyra@cptec.inpe.br

5 - Meteorologista, Mestre em Meteorologia. INPA. E-mail: paulo.ricardo.teixeira@gmail.com

6 - Graduado em Meteorologia. INPA. E-mail: wesley.brito.gomes@gmail.com

7 - Graduado em Meteorologia. INPA. E-mail: vergastinha@gmail.com

Artigo convite - 40 anos do lançamento da obra *Teoria e Clima Urbano do Professor Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro*

RESUMO

O objetivo deste estudo é avaliar o balanço de água na bacia amazônica simulado pelo modelo Eta-HadGEM2-ES para o período de 1985 a 2005, definido como clima presente. Para tanto, os componentes do balanço de umidade simulados pelo modelo são comparados aos campos gerados a partir de dados observacionais e de reanálises. De modo geral, o modelo Eta-HadGEM2-ES conseguiu reproduzir de maneira satisfatória as características climatológicas sobre a Amazônia e da América do Sul. Na escala sazonal, a precipitação simulada apresentou bias negativo na Amazônia durante o verão e positivo no inverno, especialmente nos setores oeste e sul da bacia. A evapotranspiração simulada é superestimada na bacia amazônica e na região Centro-Sul do Brasil durante o verão e subestimada no Nordeste do Brasil em ambas as estações. O modelo superestimou o transporte de vapor d'água da Amazônia para as latitudes superiores do continente. Quanto à convergência de umidade, valores superestimados (subestimados) foram observados no oeste (centro) da Amazônia. Na média anual, foi verificado que não ocorreu o fechamento do balanço de água simulado pelo modelo na bacia amazônica – desbalanço de umidade da ordem de 69%. Palavras-chave: Amazônia; balanço de água, modelo regional Eta.

EVALUATION OF THE WATER BUDGET IN THE AMAZON BASIN SIMULATED BY THE ETA-HADGEM2-ES MODEL FROM 1985 TO 2005

ABSTRACT

The goal of this study was to evaluate the Amazonian water budget via an Eta-HadGEM2-ES model simulation for the present climate period, 1985-2005. Here, the water budget components simulated by the model were compared to observational data and reanalysis. In general, the Eta-HadGEM2-ES model was able to reproduce satisfactorily the climatology of the Amazon and South America. On the seasonal scale in the Amazon, simulated rainfall had a negative bias during the summer and was positively biased in the winter, especially in the areas west and south of the basin. Simulated evapotranspiration was overestimated in the Amazon basin and the Central-South region of Brazil during the summer and underestimated in the

Northeast of Brazil in both seasons. The model overestimated the Amazonian water vapor transport to the upper latitudes of the South American continent. As for convergence, overestimated values (underestimated) are observed in the west (center) of the Amazon. When averaged annually, it was found that there was no closure of the water budget as simulated by the model in the Amazon basin – moisture imbalance in the order of 69%.

Keywords: Amazon basin; water budget; Eta regional model.

INTRODUÇÃO

A principal ferramenta para avaliar as variabilidades e mudanças climáticas são os Modelos Climáticos Globais (MCGs) e Regionais (MCRs), que são capazes de representar as complexas interações entre o oceano, a atmosfera e a superfície terrestre (CHOU et al., 2014). No Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC AR5, 2013), os modelos globais apresentaram um aperfeiçoamento geral em relação aos modelos utilizados no Quarto Relatório de Avaliação (IPCC AR4, 2007), sobretudo, em termos de precipitação, no qual o padrão de correlação espacial aumentou de 0,77 para 0,82 (FLATO et al., 2013).

Os MCGs do AR5 tiveram suas simulações iniciadas no período industrial moderno (1850) e foram executados até 2005; a partir de 2006 realizaram-se as simulações utilizando os cenários Representation Concentration Pathway (RCP), geralmente se estabilizando em 2100. Conforme salientam Chou et al. (2014), ao configurar-se MCGs para serem executados por um longo período a resolução do modelo se caracteriza uma restrição computacional. Geralmente, a resolução dos modelos acoplados oceano-atmosfera é cerca de 100-300 km. Apesar da complexidade dos processos físicos incorporados às versões mais recentes dos modelos globais, suas resoluções podem não ser capazes de capturar detalhes de superfícies subjacentes que são importantes para a avaliação dos impactos das mudanças climáticas futuras na escala regional, por exemplo, impactos em áreas urbanas, na produção agrícola, etc.

Desse modo, os modelos climáticos regionais forçados com os MCGs fornecem os detalhes necessários para a realização dos estudos de impactos na escala regional. As características de grande escala provenientes dos MCGs são forçadas através das fronteiras dos MCRs. Devido à sua resolução, os MCRs são capazes de capturar com maior precisão a amplitude dos fenômenos de mesoescala (LAPRISE et al., 2008). As incertezas através dos limites laterais podem ser consideradas incluindo membros perturbados de um modelo global, como em Chou et al. (2012) e Marengo et al. (2012). Por outro lado, Solman et al. (2013) apresentaram alguns erros compartilhados por MCRs forçados com diferentes MCGs para a América do Sul. Os MCRs, em geral, subestimam

a precipitação e a temperatura em grande parte do continente, porém, superestimam sobre setores localizados ao sul dos Andes. Esses erros sugerem alguma influência relacionada aos esquemas de superfície terrestre que são, provavelmente, mal calibrados para estas regiões devido à escassez de dados observacionais (CHOU et al., 2014).

Neste estudo, a simulação do modelo regional Eta, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), forçado com o modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES, do Met Office Hadley Centre (MOHC), conforme apresentado por Chou et al. (2014), é utilizada a fim de avaliar o balanço de água na bacia amazônica no período de 1985 a 2005, definido como clima presente.

MATERIAL E MÉTODOS

Como parte do esforço para contribuir na elaboração da Comunicação Nacional do Brasil à Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (United Nations Framework Convention of Climate Change – UNFCCC) e avaliação dos impactos no que concerne às questões estratégicas do país, simulações com alta resolução foram realizadas utilizando o modelo regional Eta (INPE). Neste artigo, a simulação do modelo regional Eta forçado com o modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES, realizada por Chou et al. (2014), é utilizada para avaliar o balanço de água na bacia amazônica no período entre 1985-2005 (clima presente). As variáveis utilizadas na avaliação são: precipitação, evapotranspiração, transporte e convergência de umidade, e escoamento superficial.

A precipitação simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES é comparada à climatologia de precipitação das seguintes bases de dados: Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation – CMAP (XIE e ARKIN, 1996); Climatic Research Unit – CRU (NEW et al., 1999); Global Precipitation Climatology Centre – GPCC (BECK et al., 2005; RUDOLF e RUBEL, 2005); Global Precipitation Climatology Project – GPCP (XIE et al., 2003); MERGE (que combina dados do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission – TRMM com observações de superfície) (VILA et al., 2009); e as reanálises do ERA-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) (DEE et al., 2011); todas no período entre 1985-2005, exceto os dados de precipitação do MERGE que compreendem ao intervalo de 1998 a 2005. A avaliação é baseada nos campos médios sazonais contrastantes (verão – DJF e inverno – JJA) e no ciclo anual sobre a Amazônia, incluindo os setores norte e sul da bacia. As

métricas estatísticas utilizadas foram o bias, coeficiente de correlação e a raiz quadrada do erro médio quadrático.

Por outro lado, as simulações de evapotranspiração, transporte e convergência de umidade são comparadas somente às reanálises do ERA-Interim (ECMWF), também no período entre 1985 a 2005. A avaliação é baseada apenas nos campos médios sazonais para as estações de verão e inverno austral. Ademais, utilizou-se o bias como métrica estatística.

A seguir, são descritas as equações do balanço de água, as bases de dados observacionais e de reanálises, assim como os modelos climáticos, a estratégia de integração numérica e as métricas estatísticas utilizadas neste estudo.

Balanço de água

De acordo com Marengo (2005), para a componente terrestre do sistema climático, a equação do balanço de água pode ser escrita como:

$$\frac{dS}{dt} = P - E - R \quad (1)$$

Onde S é o armazenamento de água no solo, R é o escoamento superficial, P é a precipitação e E a evapotranspiração. A componente atmosférica do balanço de água pode ser expressa conforme a Equação 2:

$$\frac{dW}{dt} = -P + E + C \quad (2)$$

Onde C é a convergência de umidade integrada verticalmente, que pode ser expressa como:

$$C = -\nabla \times Q \quad (3)$$

Onde Q é o fluxo de vapor d'água. O termo dW/dt na Equação 2 representa a mudança no armazenamento de água na atmosfera em função do tempo que, geralmente, é desprezível considerando um longo período (um mês ou mais). Em outras palavras, o termo dW/dt pode ser desprezado visto que as mudanças na água precipitável da atmosfera são bastante pequenas em escalas de tempo sazonais. Assumindo que a taxa de armazenamento (dS/dt) é pequena durante longos períodos de tempo (por exemplo, 1 ano) e, então, combinando a Equação 1 e 2, obtém-se a Equação 4:

$$C = R \quad (4)$$

A Equação 4 indica que, para escalas de tempo mensais ou superiores a convergência de umidade integrada verticalmente deve ser comparável ao escoamento superficial se o balanço de água estiver fechado. Ou seja, $P - E = R$. Em curto prazo $P - E$ pode, portanto, diferir de R devido às mudanças no armazenamento. Além disso, $P - E$ diferente de R pode também ocorrer devido às incertezas associadas à falta de informação sobre chuva em grandes áreas da bacia, medições de vazões de rios, evapotranspiração, e considerações sobre modelos e métodos utilizados para estimar a convergência de umidade.

Assim, uma expressão de desequilíbrio (ou do desbalanço) do ciclo hidrológico é apresentada na Equação 5:

$$Desbalanço = \frac{C}{R} - 1 \quad (5)$$

Os termos P , E , R , $E - P$ e C são utilizados para avaliar a média anual do balanço de água na Amazônia simulado pelo modelo Eta-HadGEM2-ES no período entre 1985-2005, comparado às reanálises do ERA-Interim (ECMWF) para o mesmo intervalo de tempo.

Bases de dados observacionais e de reanálises

A análise Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation – CMAP (National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA) (XIE e ARKIN, 1996) é um produto de precipitação disponível para todo o globo desde 1979 até os dias atuais, com resolução horizontal de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Esses dados incluem produtos de satélite globais nos canais do infravermelho e micro-ondas, observações de estações meteorológicas de superfície e de precipitação da reanálise do NCEP/NCAR.

O Climate Research Unit (CRU) (NEW et al., 1999), da University of East Anglia (Norwich, Reino Unido), disponibiliza para pesquisas científicas um banco de dados histórico de médias mensais com diversas variáveis meteorológicas, incluindo precipitação, para todo o planeta (exceto Antártida). Os dados são gerados a partir de estações de superfície (várias fontes) e utilizando um método de interpolação *Thin-plate spline*, que considera funções polinomiais e emprega dados pontuais para ajustar uma superfície, dado um conjunto de pontos. A superfície gerada por essa interpolação é

função da latitude, longitude e elevação, com duas resoluções diferentes ($2,5^\circ$ de latitude por $3,75^\circ$ de longitude e $0,5^\circ$ de latitude e longitude). Os dados de precipitação do CRU utilizados neste estudo consistem em valores médios mensais e com resolução horizontal de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ para a América do Sul.

O banco de dados histórico das médias mensais de precipitação do Global Precipitation Climatology Centre – GPCC (BECK et al., 2005; RUDOLF e RUBEL, 2005) engloba as regiões norte e nordeste da América do Sul e foi gerado por um sistema de análise operacional, o qual inclui: integração de dados a partir de diferentes fontes, controle de qualidade e o cálculo da precipitação média sobre a área (em cada grade de $1^\circ \times 1^\circ$).

O Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (XIE et al., 2003) é um projeto estabelecido pelo World Climate Research Programme (WCRP) cujo objetivo é quantificar a distribuição da precipitação global para uma série longa. O projeto fornece médias mensais de precipitação em uma grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (lat/lon). Para tanto, baseia-se no procedimento de análise que mistura várias estimativas para produzir os campos da precipitação global. Assim sendo, a análise da grade é fundamentada em mensurações de observações convencionais e por satélite para calibrar o banco de dados.

Os campos de precipitação do MERGE (VILA et al., 2009) são um produto que combinam dados do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission – TRMM com observações de superfície (Surface Synoptic Observations – SYNOP) sobre o continente sul americano.

As reanálises do Era-Interim são a mais recente base de dados produzida pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF (DEE et al., 2011). Esses dados foram desenvolvidos para substituir as reanálises ERA-40, que apresentavam várias deficiências na representação do ciclo hidrológico. Os dados de reanálises utilizados neste estudo (precipitação, evapotranspiração, pressão ao nível médio do mar – PNM, além da umidade específica do ar, velocidade zonal e meridional do vento em oito níveis de pressão – 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400 e 300 hPa), no período entre 1985 a 2005, para avaliar o desempenho do modelo em representar a variabilidade espaço-temporal dos componentes do balanço de umidade encontram-se na resolução de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ e abrangem toda a América do Sul.

Os modelos

O modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES, do Met Office Hadley Centre (MOHC), foi utilizado para forçar o MCR Eta (INPE). O modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES, do Met Office Hadley Centre – MOHC (COLLINS et al., 2011; MARTIN et al., 2011), é um modelo em ponto de grade de resolução N96, que equivale à 1,875 graus de longitude e 1,275 graus de latitude, e 38 níveis na atmosfera. No oceano, o modelo possui 40 níveis na vertical; e na horizontal, a resolução varia de 1/3 graus nos trópicos a 1 grau nas latitudes superiores a 30°. O HadGEM2-ES é um modelo do sistema terrestre cujo ciclo do carbono é representado. Sobre a superfície da terra, o ciclo do carbono é modelado pelo esquema de vegetação dinâmica TRIFFID (Top-down Representation of Interactive Foliage Including Dynamics) (COX, 2001), que distingue cinco tipos funcionais de plantas: árvores de folhas grandes e coníferas, gramíneas C3 e C4, e vegetação arbustiva. O HadGEM2-ES ainda inclui a química da atmosfera e um modelo de aerossol com a representação do carbono orgânico e da pluma de poeira.

O Modelo Climático Regional (MCR) Eta utiliza a coordenada vertical ETA (MESINGER, 1984), que permanece aproximadamente horizontal em áreas montanhosas, o que torna a coordenada adequada para estudos em regiões de topografia acidentada como a Cordilheira dos Andes, na América do Sul. A dinâmica do modelo é determinada em volumes finitos (JANJIĆ, 1984; MESINGER et al., 2012). As convecções profunda e rasa são parametrizadas de acordo com o esquema de Betts-Miller (BETTS e MILLER, 1986), modificado por Janjić (1994). A microfísica de nuvens segue o esquema de Zhao et al. (1997). Os processos de superfície da terra são representados pelo esquema NOAH (EK et al., 2003). O MCR Eta distingue 12 tipos de vegetação e 9 tipos de solo. Os fluxos radiativos são tratados pelo esquema de Lacis e Hansen (1974), para ondas curtas, e pelo esquema proposto por Fels e Schwarzkopf (1975) para ondas longas.

Estratégia de integração numérica

Neste estudo foi utilizado o cenário do clima presente regionalizado pelo MCR Eta forçado com o modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES (CHOU et al., 2014) e que corresponde ao período entre 1961-2005, onde a concentração de dióxido de carbono (CO₂) na atmosfera é constante, mantendo-se a 330 ppm. A temperatura da superfície do mar (TSM) é fornecida pelo modelo global HadGEM2-ES e atualizada diariamente. Tanto a umidade inicial do solo quanto a temperatura inicial do solo são derivadas do modelo do sistema terrestre. As condições de contorno foram atualizadas a cada 6 horas.

O modelo foi configurado com uma resolução de 20 km e 38 níveis verticais, cujo topo definiu-se em 25 hPa. O domínio do modelo abrange a maior parte da América do Sul (Figura 1).

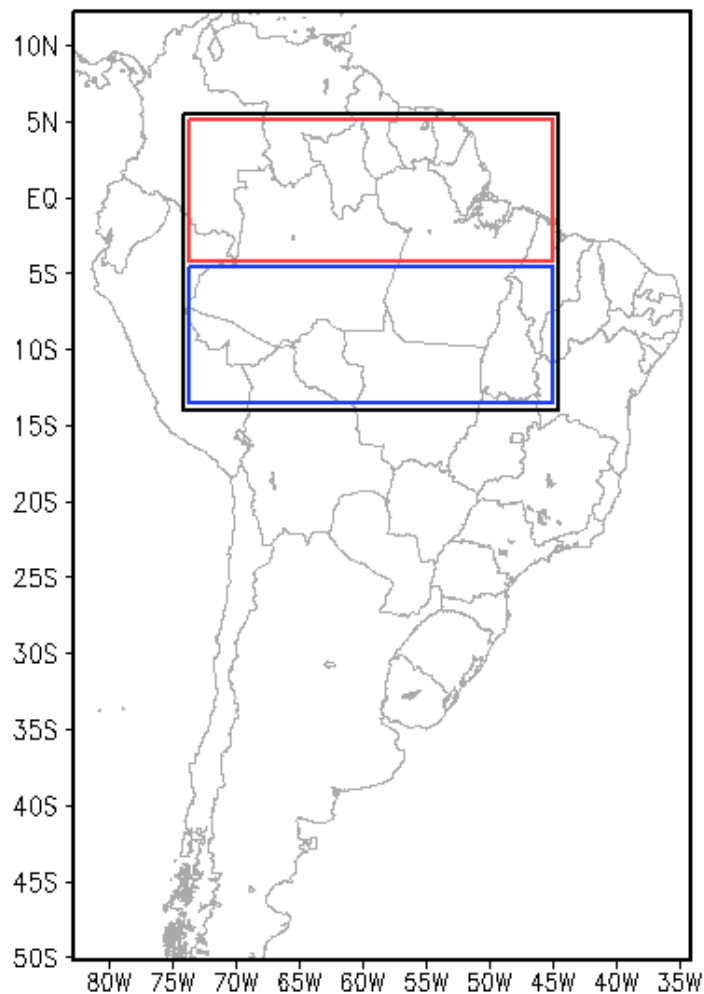


Figura 1 - Domínio do modelo. Bacia amazônica, limite em preto; Amazônia setentrional, limite em vermelho; Amazônia meridional, limite em azul.

As métricas estatísticas

Para o cálculo dos coeficientes de correlação entre a simulação ‘x’ e os dados observados e de reanálises ‘y’ é utilizado o método de correlação linear de Pearson, que é dado pela razão entre a covariância e o produto dos desvios padrão das duas variáveis, como segue:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (6)$$

O método da raiz quadrada do erro médio quadrático (REMQ) também é utilizado para aferir a precisão da simulação, no qual altos valores de REMQ indicam altos níveis de discordância entre a simulação ϕ e os dados observados e de reanálises ψ . A fórmula do REMQ é dada por:

$$REMQ = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\phi_i - \psi_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

O bias mostra a tendência sistemática da simulação, ou seja, se o bias for maior que zero, na média, a previsão está sendo superestimadas enquanto que se for menor do que zero a previsão é subestimada:

$$b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\phi_i - \psi_i) \quad (8)$$

RESULTADOS

Estações úmida (DJF) e seca (JJA)

A simulação do modelo Eta-HadGEM2-ES (CHOU et al., 2014) compreende o período entre 1961-2005, porém, neste artigo a avaliação é realizada com base no período de 1985 a 2005 (clima presente), considerando os campos médios sazonais contrastantes dos componentes do balanço de umidade (precipitação – incluindo o ciclo anual – evapotranspiração, transporte de vapor d’água e convergência de umidade integrada verticalmente) na bacia amazônica (Figura 1).

Precipitação

As Figuras 2 e 3 apresentam a precipitação média sazonal simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES e a climatologia referente aos dados observacionais e de reanálises para as estações de verão e inverno, respectivamente. A precipitação nessas duas estações é bem representada pelo modelo, que mostra a maior banda de precipitação durante os meses de DJF associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e baixo índice de chuva na porção central e no Sudeste do Brasil em JJA. No inverno, a precipitação na

região Sudeste da América do Sul e a banda ao longo da costa leste do continente também foram representadas na simulação do modelo. No entanto, em DJF a precipitação simulada é subestimada em grande parte do continental, estendendo-se desde o norte da Argentina até o setor setentrional da América do Sul. Por outro lado, em JJA, a precipitação simulada é superestimada, sobretudo, na porção central do continente, especialmente sobre a Amazônia meridional e ocidental, e na bacia do Prata. Verifica-se, ainda, a presença de erros sistemáticos na estimativa da precipitação sobre os Andes, em ambas as estações. Isto ocorre em virtude do efeito orográfico e revela que o modelo apresenta dificuldades em representar a precipitação próxima às áreas íngremes. No entanto, a climatologia mostra que chuvas abundantes são normalmente observadas nessa região (FIGUEROA e NOBRE, 1990). Além disso, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) foi corretamente posicionada sobre o Oceano Atlântico e com valores próximos ao observado em DJF, porém, sobre o Pacífico o modelo superestimou o máximo de chuva. Por outro lado, em JJA, o posicionamento e a intensidade da ZCIT sobre o Atlântico não foram bem representados na simulação, estando abaixo de sua posição climatológica e com valores menos intensos se comparados às diferentes bases de dados.

A Figura 4 apresenta o ciclo anual da precipitação simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES e a climatologia referente aos dados observacionais e de reanálises para toda a Amazônia (a), assim como nos setores norte (b) e sul (c) da bacia. De maneira geral, o modelo conseguiu representar o ciclo anual da precipitação na Amazônia, com melhor desempenho no setor sul da bacia. No ciclo anual, a representação da precipitação é melhor durante a estação seca, quando o bias é menor. A sazonalidade da precipitação, mais pronunciada sobre o setor sul da bacia, está associada ao padrão do regime de monção da América do Sul e à oscilação no sentido norte-sul da ZCIT.

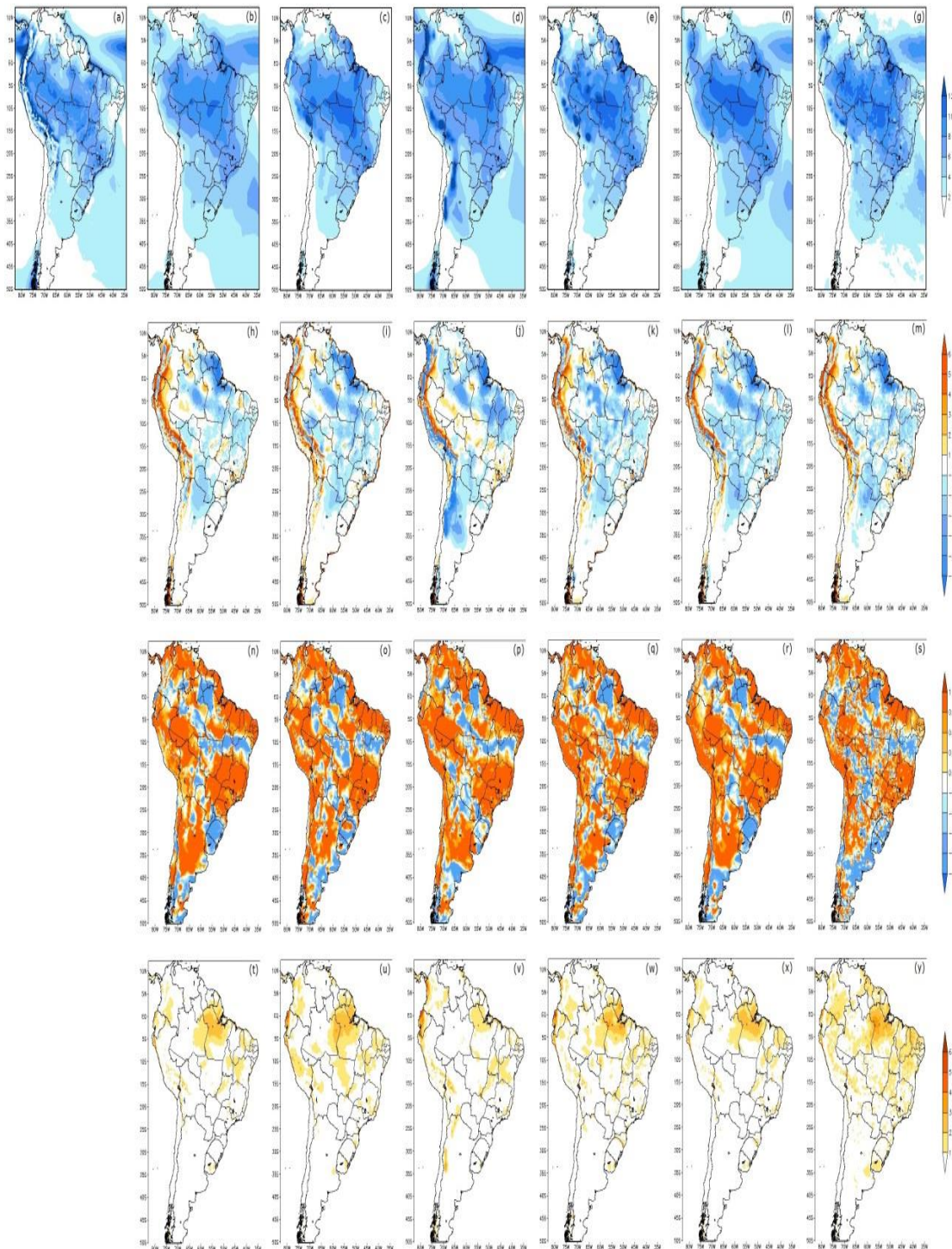


Figura 2 - Precipitação média (mm dia^{-1}) em DJF: (a) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, (b) CMAP, (c) CRU, (d) Era-Interim, (e) GPCC, (f) GPCP, (g) MERGE; bias (mm dia^{-1}): (h) CMAP-Eta-HadGEM2-ES, (i) CRU-Eta-HadGEM2-ES, (j) Era-Interim-Eta-HadGEM2-ES, (k) GPCC-Eta-HadGEM2-ES, (l) GPCP-Eta-HadGEM2-ES, (m) MERGE-Eta-HadGEM2-ES; coeficiente de correlação: (n) CMAP-Eta-HadGEM2-ES, (o) CRU-Eta-HadGEM2-ES, (p) Era-Interim-Eta-HadGEM2-ES, (q) GPCC-Eta-HadGEM2-ES, (r) GPCP-Eta-HadGEM2-ES, (s) MERGE-Eta-HadGEM2-ES; REMQ (mm dia^{-1}): (t) CMAP-Eta-HadGEM2-ES, (u) CRU-Eta-HadGEM2-ES, (v) Era-Interim-Eta-HadGEM2-ES, (w) GPCC-Eta-HadGEM2-ES, (x) GPCP-Eta-HadGEM2-ES, (y) MERGE-Eta-HadGEM2-ES

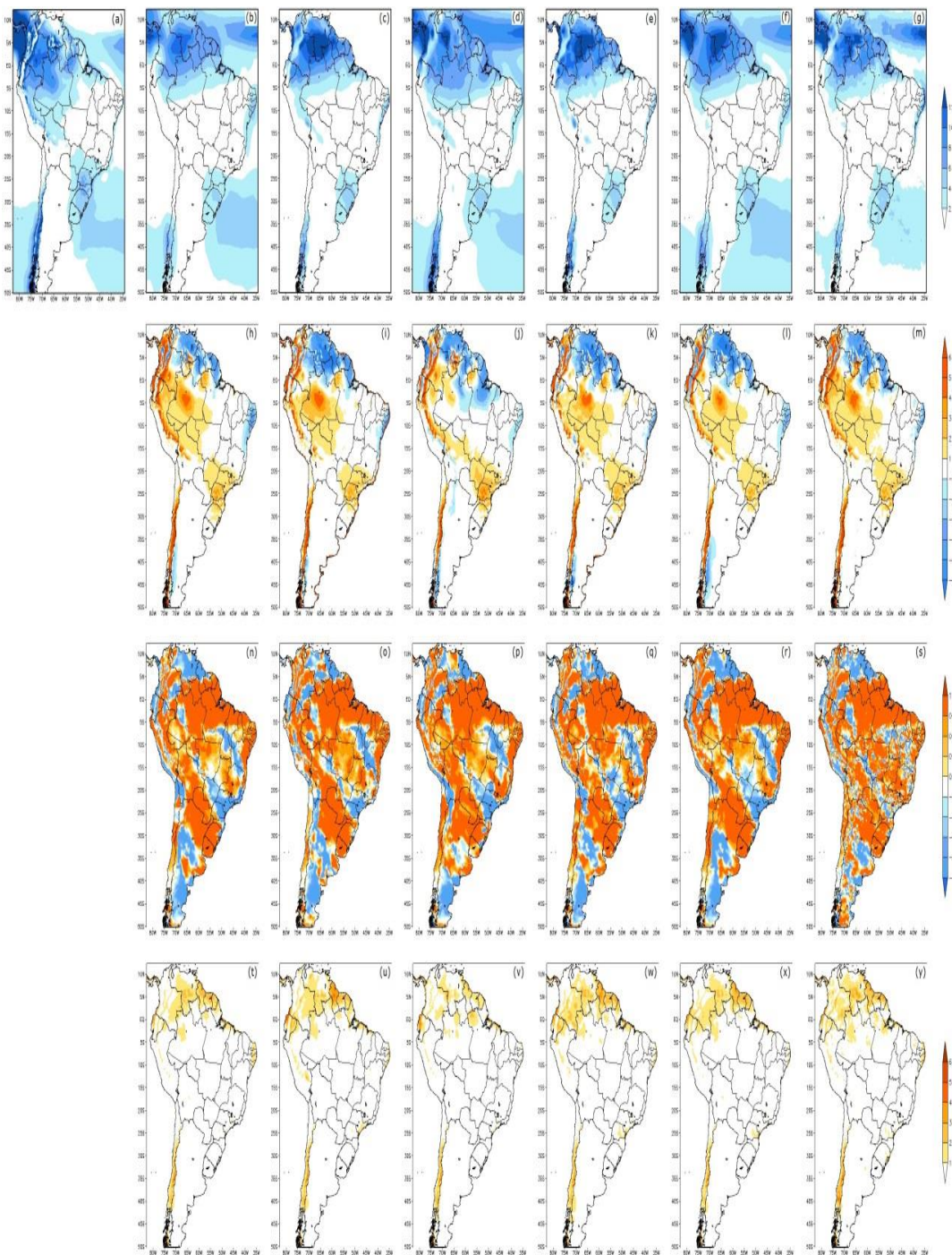


Figura 3 - Precipitação média (mm dia^{-1}) em JJA: (a) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, (b) CMAP, (c) CRU, (d) Era-Interim, (e) GPCC, (f) GPCP, (g) MERGE; bias (mm dia^{-1}): (h) CMAP-Eta-HadGEM2-ES, (i) CRU-Eta-HadGEM2-ES, (j) Era-Interim-Eta-HadGEM2-ES, (k) GPCC-Eta-HadGEM2-ES, (l) GPCP-Eta-HadGEM2-ES, (m) MERGE-Eta-HadGEM2-ES; coeficiente de correlação: (n) CMAP-Eta-HadGEM2-ES, (o) CRU-Eta-HadGEM2-ES, (p) Era-Interim-Eta-HadGEM2-ES, (q) GPCC-Eta-HadGEM2-ES, (r) GPCP-Eta-HadGEM2-ES, (s) MERGE-Eta-HadGEM2-ES; REMQ (mm dia^{-1}): (t) CMAP-Eta-HadGEM2-ES, (u) CRU-Eta-HadGEM2-ES, (v) Era-Interim-Eta-HadGEM2-ES, (w) GPCC-Eta-HadGEM2-ES, (x) GPCP-Eta-HadGEM2-ES, (y) MERGE-Eta-HadGEM2-ES

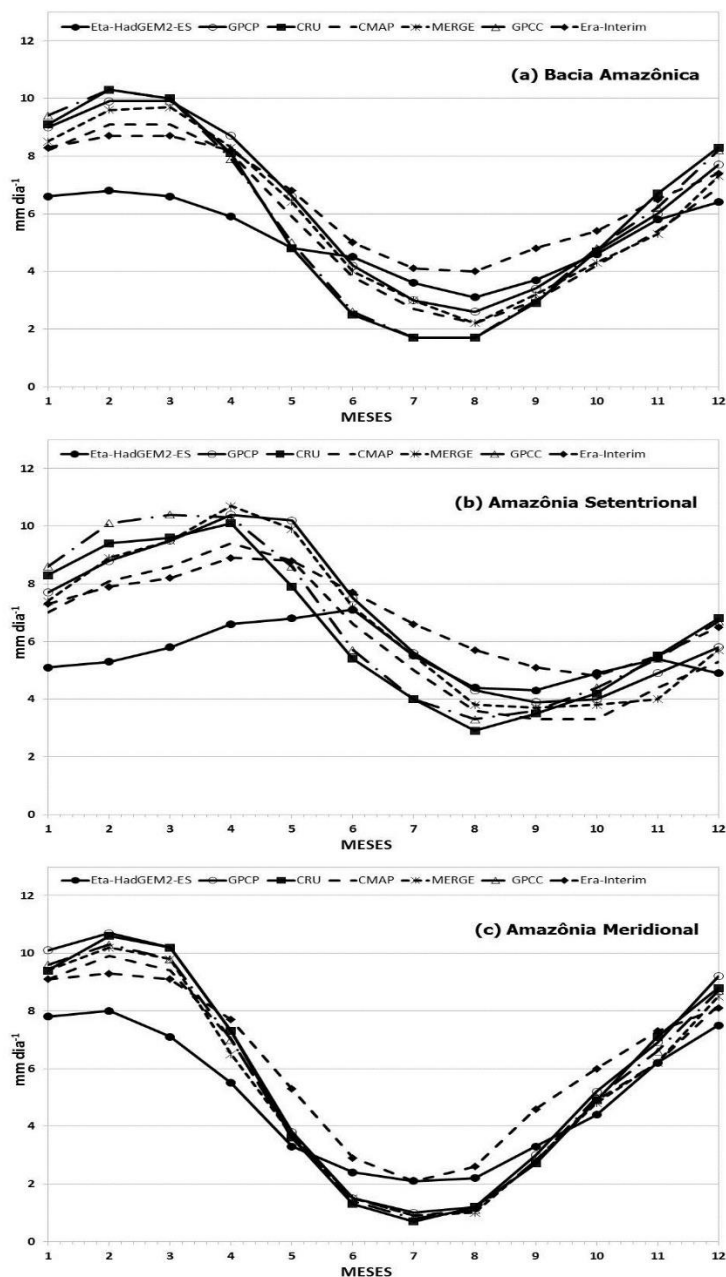


Figura 4 - Ciclo anual da precipitação (mm dia^{-1}) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES e a climatologia referente aos dados observacionais e de reanálises para a: (a) Bacia amazônica, (b) Amazônia Setentrional e (c) Amazônia Meridional.

Evapotranspiração

A Figura 5 apresenta a evapotranspiração média sazonal simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES e a climatologia referente aos dados das reanálises ERA-Interim (ECMWF) para as estações de verão e inverno. A evapotranspiração oriunda da floresta amazônica representa uma das principais fontes de vapor d'água tanto para a própria bacia quanto para regiões remotas, exercendo um papel fundamental no processo de geração de

chuvas. Outrossim, essa variável está diretamente associado ao mecanismo da reciclagem de precipitação sobre o continente.

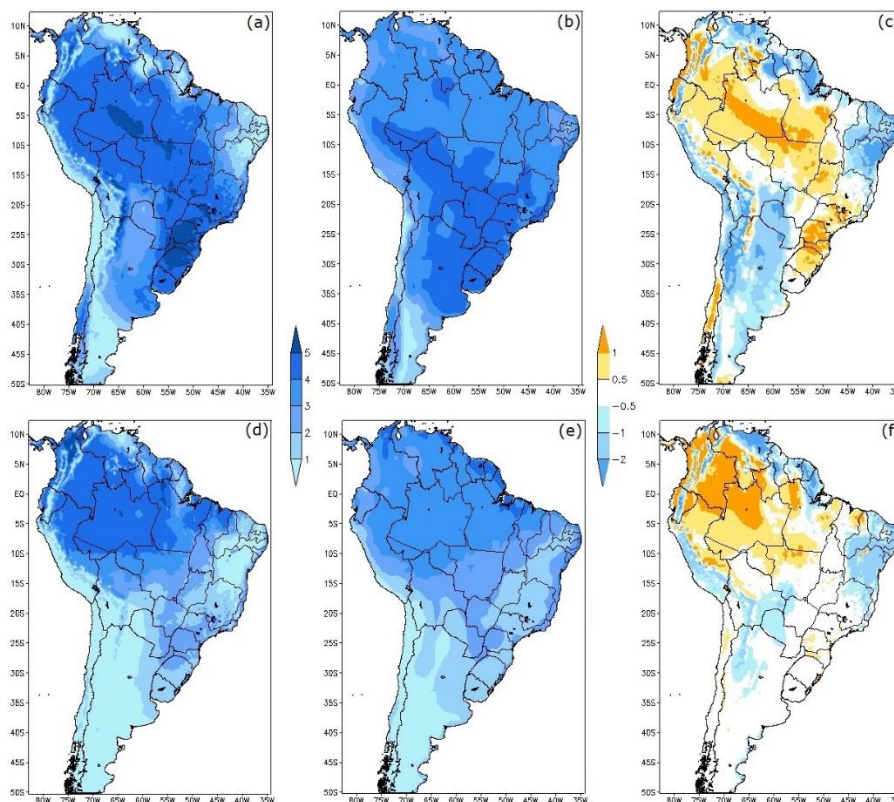


Figura 5 - Evapotranspiração média sazonal (mm dia^{-1}) para o verão – DJF: (a) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, (b) reanálises do ERA-Interim (ECMWF), (c) bias (mm dia^{-1}); e inverno – JJA: (d) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, (e) reanálises do ERA-Interim (ECMWF), (f) bias (mm dia^{-1})

Transporte e convergência de umidade

As Figuras 6 e 7 apresentam, respectivamente, os campos médios sazonais do fluxo e da convergência do vapor d'água integrado verticalmente simulados pelo modelo Eta-HadGEM2-ES e a climatologia referente aos dados das reanálises ERA-Interim (ECMWF) para as estações de verão e inverno. Em DJF, a circulação atmosférica apresenta uma baixa térmica persistente sobre a região do Chaco, posicionada entre 20° e 30°S , associada à máxima nebulosidade sobre a Amazônia central e o Altiplano da Bolívia, no período em que a ZCAS é mais ativa e intensa. Um padrão importante da circulação equatorial nesta estação são os ventos alísios que transportam umidade para o interior do continente, associados à maior pressão atmosférica no Oceano Atlântico tropical norte. Conforme salientam Arraut e Satyamurty (2009), Arraut et al. (2012), Satyamurty et al. (2013) e Drumond et al. (2014), esse fluxo de vapor d'água proveniente do Atlântico equatorial é a principal fonte de umidade para a bacia amazônica. Quando

os ventos alísios encontram os Andes, então, o fluxo de vapor d'água é desviado para sudeste e a umidade, por sua vez, é transportada da Amazônia para o Centro-Sul do Brasil, bacia do Prata e norte da Argentina através do jato de baixos níveis (JBN) canalizado à leste da Cordilheira dos Andes (Figura 6a,b). Nesse período, a atividade convectiva e a precipitação no sul e oeste da Amazônia (Figura 2a-g) estão associadas à intensa convergência de umidade sobre essas áreas (Figura 7a,b). As características da circulação atmosférica observadas sobre a América do Sul tropical e subtropical durante o verão austral configuram o que Arraut e Satyamurty (2009) e Nobre et al. (2009) denominam de regime de Monção de Verão da América do Sul (MVAS), determinado pela intensa convergência de umidade sobre a Amazônia e o Brasil Central. A MVAS se enfraquece entre março e maio, quando a atividade convectiva progride-se em direção ao norte. Neste período, a precipitação se intensifica, sobretudo, na Amazônia setentrional e no NEB.

Em JJA, a climatologia sazonal da circulação em baixos níveis (Figura 6e) mostra que há uma convergência dos ventos alísios de sudeste e nordeste transportando umidade para o leste do NEB, noroeste da América do Sul e América Central, conduzindo o aumento da precipitação sobre essas regiões. Por outro lado, a divergência de umidade é preponderante sobre a Amazônia meridional e a porção central do continente (Figura 7e), determinando a redução da atividade convectiva e, portanto, da precipitação; ou seja, estabelecendo a estação seca da América do Sul.

De maneira geral, tanto o fluxo de vapor d'água quanto à convergência de umidade foram bem representados pelo modelo nas duas estações. No entanto, a simulação superestimou o transporte de vapor d'água oriundo da Amazônia em direção às latitudes superiores através do JBN canalizado a leste dos Andes, em ambas as estações (Figura 6c,f). Quanto à convergência de umidade, valores superestimados (subestimados) são identificados no oeste (centro) da bacia amazônica, tanto no verão quanto no inverno. Em DJF, também se observam índices superestimados na região da bacia do Prata. Por outro lado, em JJA, a convergência de umidade simulada é subestimada em grande parte do território argentino e superestimada na faixa que se estende do sudoeste da Amazônia à bacia do Prata (Figura 7c,f).

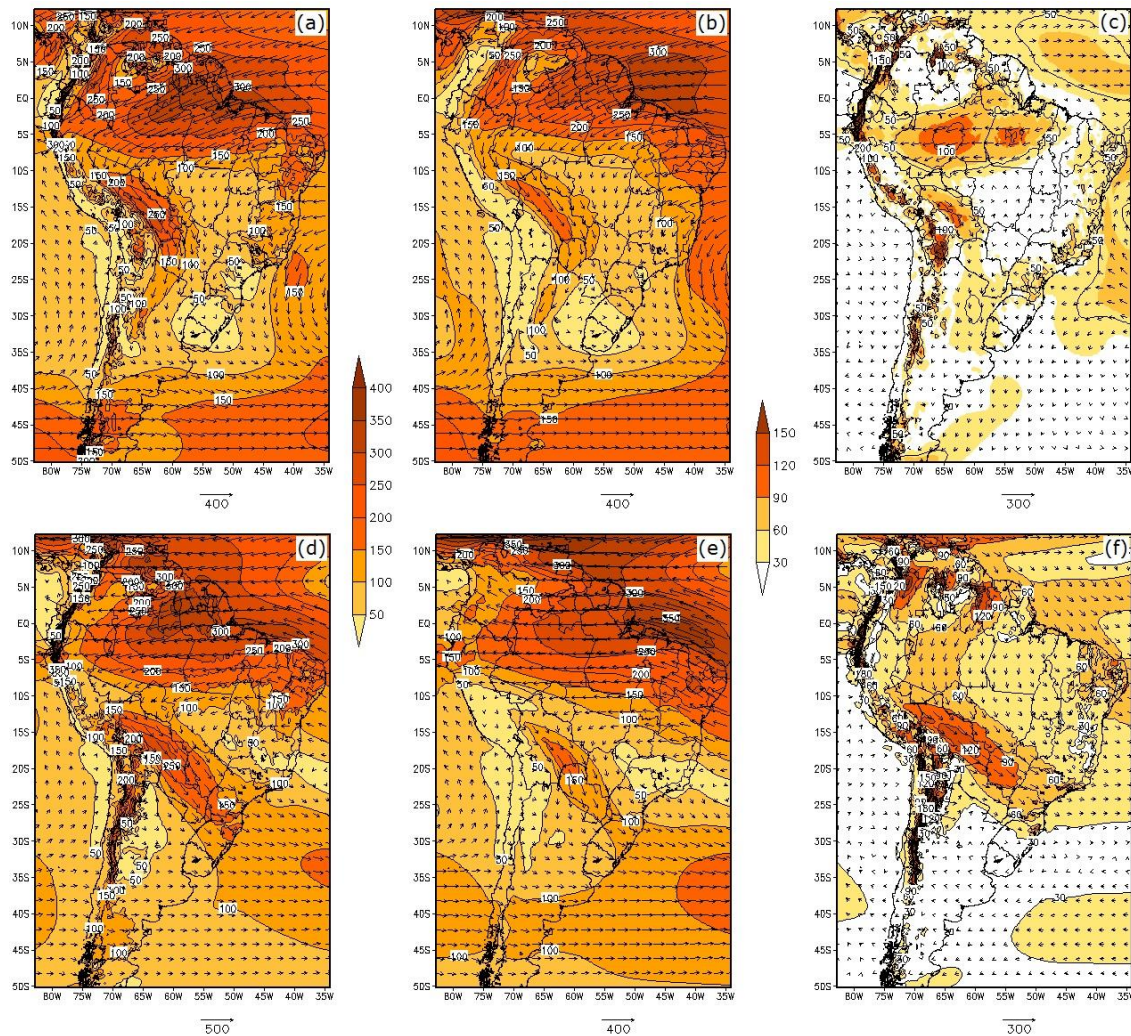


Figura 6 - Média sazonal do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para o verão – DJF: (a) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, (b) reanálises do ERA-Interim (ECMWF), (c) bias ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$); e inverno – JJA: (d) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, (e) reanálises do ERA-Interim (ECMWF), (f) bias ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$).

De maneira geral, a evapotranspiração é bem representada pelo modelo nos dois períodos sazonais contrastantes. Em DJF, os índices de evapotranspiração mais elevados sobre o continente foram simulados em grande parte da bacia amazônica e na região Centro-Sul do Brasil; enquanto que, índices menos elevados foram observados em parte da Amazônia setentrional (no estado do Amapá e no setor leste de Roraima), no extremo norte da América do Sul, no Nordeste do Brasil (NEB) e no sul do continente (no Paraguai e no setor centro-norte da Argentina) (Figura 5a,c). Em JJA, os maiores índices foram simulados na Amazônia ocidental e os menores no norte da América do Sul e NEB (Figura 5d,f). Como revelado pelo bias, a evapotranspiração simulada é superestimada em grande parte da bacia amazônica e subestimada no extremo norte do continente e no NEB, em ambas as estações (Figura 5c,f). Embora o MCR Eta forneça melhorias,

principalmente, no que se refere à descrição orográfica e outras características da superfície terrestre que contribuem para a representação mais satisfatória da estrutura dos sistemas meteorológicos (CHOU et al., 2012), os altos valores de evapotranspiração simulados na bacia amazônica e na região Centro-Sul do Brasil durante o verão devem estar associados à maior disponibilidade de energia à superfície. Por outro lado, os valores subestimados de evapotranspiração simulados no NEB, tanto no verão quanto no inverno, devem-se ao esquema de superfície NOAH – modelo de interação solo-plantas-atmosfera – que tem dificuldades em representar o fluxo de calor latente em regiões áridas.

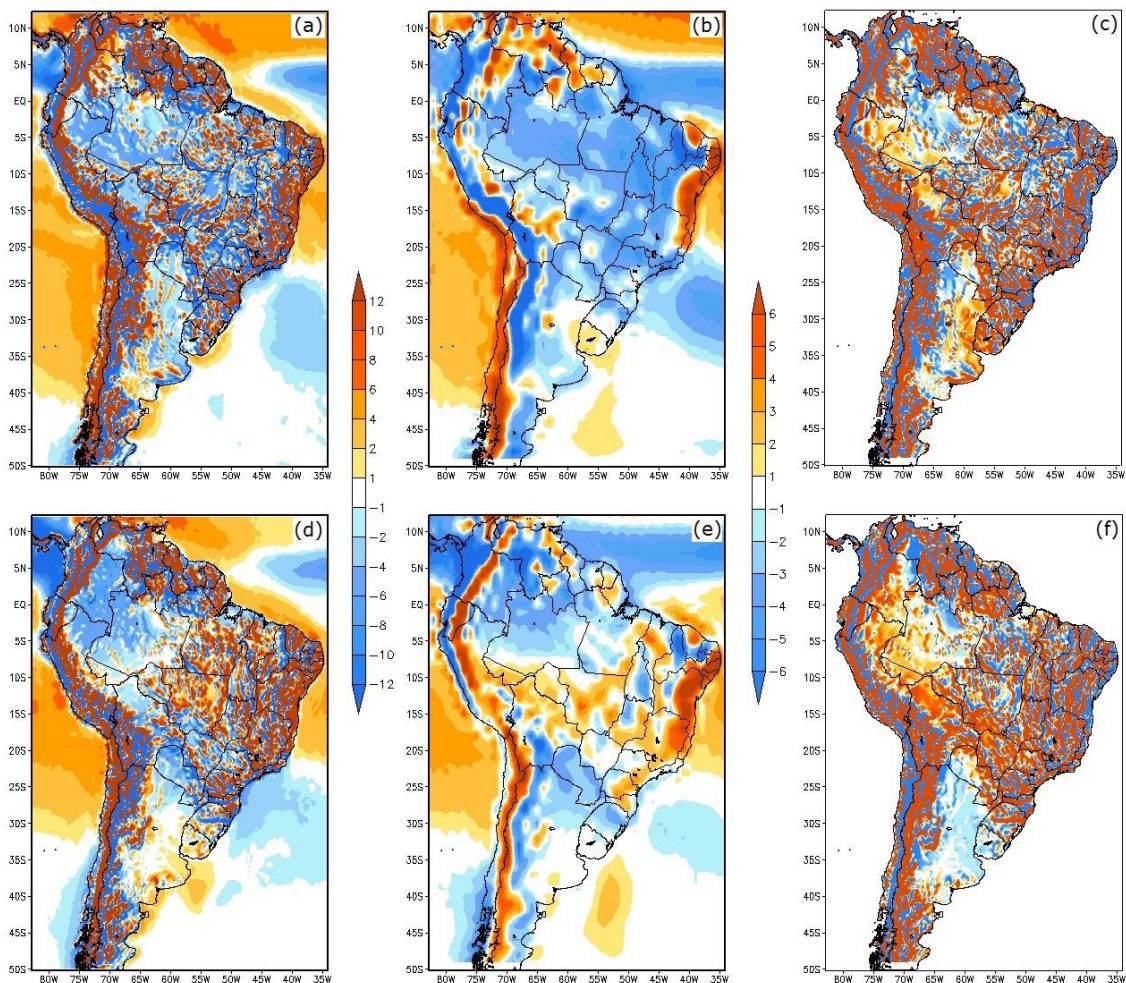


Figura 7 - Média sazonal da convergência de umidade (mm dia^{-1}) para o verão – DJF: (a) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, (b) reanálises do ERA-Interim (ECMWF), (c) bias (mm dia^{-1}); e inverno – JJA: (d) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, (e) reanálises do ERA-Interim (ECMWF), (f) bias (mm dia^{-1}).

Balanco de água

A Tabela 1 compara os valores médios anuais dos componentes do balanço de água na Amazônia (Figura 1) simulados pelo modelo Eta-HadGEM2-ES com a climatologia gerada com base nas reanálises do Era-Interim (ECMWF), ambos

correspondendo ao período entre 1985-2005. No que concerne às reanálises do Era-Interim, a precipitação sobre a bacia amazônica é da ordem de $6,6 \text{ mm dia}^{-1}$, próximo ao encontrado por Marengo (2005), enquanto que o valor da evapotranspiração é de $3,7 \text{ mm dia}^{-1}$. Verifica-se que o modelo Eta-HadGEM2-ES apresenta um erro relativo médio de $-19,7\%$ ($+8,1\%$) para P (E), isto significa que a precipitação (evapotranspiração) simulada é subestimada (superestimada) em, aproximadamente, 20% (8%). Na média, considerando tanto os dados de reanálises quanto os simulados, a precipitação é maior que a evapotranspiração ($P > E$), indicando que a bacia amazônica se comporta como um sumidouro de umidade da atmosfera; no entanto, na escala regional, a Amazônia desempenha um importante papel no fornecimento de umidade para outras regiões da América do Sul. Com relação à convergência de umidade e ao escoamento superficial os erros relativos observados foram maiores, cerca de -30% e -55% , respectivamente. No que diz respeito à medida relativa (%) do desbalanço, nota-se que não ocorre o fechamento do balanço de água na bacia amazônica nos dados de reanálises e, também, para a simulação do modelo Eta-HadGEM2-ES. Contudo, o desbalanço de umidade na Amazônia é mais pronunciado na simulação do modelo (69%) e deve estar associado aos erros e incertezas relativas às parametrizações dos processos físicos no modelo (por exemplo, no esquema de convecção, microfísica de nuvens e/ou no modelo de superfície), assim como ao pouco tempo de integração que pode ter contribuído para que o modelo não alcançasse o equilíbrio (*spin-up*).

Tabela 1 - Média anual dos componentes do balanço de água na bacia amazônica simulados pelo modelo Eta-HadGEM2-ES e a climatologia gerada com base nas reanálises do Era-Interim (ECMWF), ambos no período de 1985 a 2005. Os componentes, dados em mm dia^{-1} , são: precipitação (P), evapotranspiração (E), escoamento superficial (R) e convergência de umidade (C); $P - E - C$ é definido como “incremento de análise” e representa a medida absoluta do desbalanço; $[(C / R) - 1]$ é a medida relativa (%) do desbalanço.

Componentes (mm dia^{-1})	Era-Interim	Eta-HadGEM2-ES	Erro modelo (%)
P	6,6	5,3	-19,7
E	3,7	4,0	+8,1
R	2,9	1,3	-55,2
C	3,1	2,2	-29,0
P - E	2,9	1,3	
P - E - C	-0,2	-0,9	
Desbalanço = $[(C / R) - 1]$ (%)	6,9	69,2	

CONCLUSÕES

O objetivo deste estudo foi avaliar o balanço de água na bacia amazônica simulado pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (CHOU et al., 2014) no período de 1985 a 2005, definido como clima presente. Para tanto, os componentes do balanço de umidade simulados pelo modelo foram comparados aos campos gerados com base nos dados observacionais e de reanálises. De modo geral, o modelo Eta-HadGEM2-ES reproduziu de maneira satisfatória as características climatológicas sobre a Amazônia e da América do Sul.

Considerando a escala sazonal, a precipitação simulada pelo modelo apresentou bias negativo na Amazônia durante o verão e positivo no inverno, especialmente nos setores oeste e sul da bacia. É provável que a origem desses erros esteja associada aos esquemas de parametrização que representam a superfície terrestre e/ou a convecção e microfísica de nuvens, o que requer mais investigação. O bias do modelo sobre regiões montanhosas como os Andes, por exemplo, ainda é incerto devido à escassez de dados observacionais nessas áreas. A evapotranspiração simulada é superestimada na bacia amazônica e na região Centro-Sul do Brasil durante o verão, estando associada à maior disponibilidade de energia à superfície, e subestimada no Nordeste do Brasil em ambas as estações devido ao esquema de superfície NOAH – modelo de interação solo-planta-atmosfera – que apresenta dificuldades em representar o fluxo de calor latente em regiões áridas. Por fim, tanto o transporte quanto à convergência de umidade foram bem representados pelo modelo. No entanto, a simulação superestimou o transporte de vapor d'água oriundo da Amazônia em direção às latitudes superiores através do jato de baixos níveis. Quanto à convergência de umidade, valores superestimados (subestimados) foram observados no oeste (centro) da bacia amazônica. Na média anual, verificou-se que não ocorreu o fechamento do balanço de água simulado pelo modelo na bacia amazônica (desbalanço de umidade da ordem de 69%), e o motivo deve estar associado aos erros e incertezas relativas às parametrizações dos processos físicos no modelo, bem como ao pouco tempo de integração que pode ter contribuído para que o modelo não atingisse o equilíbrio (*spin-up*).

REFERÊNCIAS

ARRAUT, J.R.; NOBRE, C.; BARBOSA, H.M.J.; OBREGON, G.; MARENGO, J.A. Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its

Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. *Journal of Climate*, v.25, n.2, p.543-556, 2012.

ARRAUT, J.R.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 48, n. 9, p. 1902-1912, 2009.

BECK, C.; GRIESER, J.; RUDOLF, B. A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. DWD, Klimastatusbericht KSB 2004, p. 181-190, 2005.

BETTS, A.K.; MILLER, M.J. A New Convective Adjustment Scheme. Part II: Single Column Tests Using GATE Wave, BOMEX, ATEX and Arctic Air-Mass Data Sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 112, p. 693-709, 1986.

CHOU, S.C.; MARENGO, J.A.; LYRA, A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.F.; ALVES, L.M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. *Climate Dynamics*, v. 38, n. 3-4, p. 635-653, 2012.

CHOU, S.C.; LYRA, A.; MOURÃO, C.; DERECZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; NOBRE, P.; MARENGO, J. Evaluation of the Eta Simulations Nested in Three Global Climate Models. *American Journal of Climate Change*, v. 3, p. 438-454, 2014.

COLLINS, W.J.; BELLOUIN, N.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; GEDNEY, N.; HALLORAN, P.; HINTON, T.; HUGHES, J.; JONES, C.D.; JOSHI, M.; LIDDICOAT, S.; MARTIN, G.; O'CONNOR, F.; RAE, J.; SENIOR, C.; SITCH, S.; TOTTERDELL, I.; WILTSHIRE, A.; WOODWARD, S. Development and Evaluation of an Earth-System Model-HadGEM2. *Geoscientific Model Development*, v. 4, p. 1051-1075, 2011.

COX, P.M. Description of the "TRIFFID" Dynamic Global Vegetation Model. Met Office, UK: Hadley Centre technical note 24, 2001.

DEE, D.P.; UPPALA, S.M.; SIMMONS, A.J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M.A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A.C.M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A.J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S.B.; HERBACH, H.; HÓLM, E.V.; ISAKSEN, L.; KALLBERG, P.; KOHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A.P.; MONGE-SANZ, B.M.; MORCRETTE, J.-J.; PARK, B.-K.; PEUBEY, C.; DE ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-N.; VITART, F. 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.

DRUMOND, A.; MARENGO, J.A.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. The role of Amazon Basin moisture on the atmospheric branch of the

hydrological cycle: a Lagrangian analysis. *Hydrology and Earth System Sciences Discussion*, v.11, n.1, p.1023-1046, 2014.

EK, M.B.; MITCHELL, K.E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUMMEN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J.D. Implementation of NOAA land surface advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 108, n. D22, p. 1-16, 2003.

FELS, S.B.; SCHWARZKOPF, M.D. The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 32, n. 7, p. 1475-1488, 1975.

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. *Climanálise-Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v. 5, n. 6, p. 36-48, 1990.

FLATO, G.; MAROTZKE, J.; ABIODUN, B.; BRACONNOT, P.; CHOU, S.C.; COLLINS, W.; COX, P.; DRIOUECH, F.; EMORI, S.; EYRING, V.; FOREST, C.; GLECKLER, P.; GUILYARDI, E.; JAKOB, C.; KATTSOV, V.; REASON, C.; RUMMUKAINEN, M. Chapter 9. In: STOCKER, T.F.; QIN, D.; PLATTNER, G.-K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S.K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P.M. (Eds.). *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, U.K. and New York, USA: Cambridge University Press, 2013, p. 741-866.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Summary for Policymakers. In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B.; Tignor, M.; Miller, H.L. (Eds.). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, U.K. and New York, USA: Cambridge University Press, 2007, 18pp.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Summary for Policymakers. In: Stocker, T.F.; Qin, D.; Plattner, G.K.; Tignor, M.; Allen, S.K.; Boschung, J.; Nauels, A.; Xia, Y.; Bex, V.; Midgley, P.M. (Eds.). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, U.K. and New York, USA: Cambridge University Press, 2013, 27pp.

JANJÍČ, Z.I. Nonlinear Advection Schemes and Energy Cascade on Semi-Staggered Grids. *Monthly Weather Review*, v. 112, p. 1234-1245, 1984.

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. 927-945, 1994.

LACIS, A.A.; HANSEN, J.E. A parameterization of the absorption of solar radiation in earth's atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 1, p. 118-133, 1974.

- LAPRISE, R.; ELÍA, R.; CAYA, D.; BINER, S.; LUCAS-PICHER, P.; DIACONESCU, E.; LEDUC, M.; ALEXANDRU, A.; SEPAROVIC, L. Challenging Some Tenets of Regional Climate Modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 100, p. 3-22, 2008.
- MARENGO, J.A. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget. *Climate Dynamics*, v. 24, p. 11-22, 2005.
- MARENGO, J.A.; CHOU, S.C.; KAY, G.; ALVES, L.M.; PESQUERO, J.F.; SOARES, W.R.; SANTOS, D.C.; LYRA, A.A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. 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.
- MARTIN, G.M.; BELLOUIN, N.; COLLINS, W.J.; CULVERWELL, I.D.; HALLORAN, P.R.; HARDIMAN, S.C.; HINTON, T.J.; JONES, C.D.; MCDONALD, R.E.; MCLAREN, A.J.; O'CONNOR, F.M.; ROBERTS, M.J.; RODRIGUEZ, J.M.; WOODWARD, S.; BEST, M.J.; BROOKS, M.E.; BROWN, A.R.; BUTCHART, N.; DEARDEN, C.; DERBYSHIRE, S.H.; DHARSSI, I.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; EDWARDS, J.M.; FALLOON, P.D.; GEDNEY, N.; GRAY, L.J.; HEWITT, H.T.; HOBSON, M.; HUDDLESTON, M.R.; HUGHES, J.; INESON, S.; INGRAM, W.J.; JAMES, P.M.; JOHNS, T.C.; JOHNSON, C.E.; JONES, A.; JONES, C.P.; JOSHI, M.M.; KEEN, A.B.; LIDDICOAT, S.; LOCK, A.P.; MAIDENS, A.V.; MANNERS, J.C.; MILTON, S.F.; RAE, J.G.L.; RIDLEY, J.K.; SELLAR, A.; SENIOR, C.A.; TOTTERDELL, I.J.; VERHOEF, A.; VIDALE, P.L.; WILTSHIRE, A. The HadGEM2 Family of Met Office Unified Model Climate Configurations. *Geoscientific Model Development*, v. 4, p. 723-757, 2011.
- MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, v. 44, n. 1-4, p. 195-202, 1984.
- MESINGER, F.; CHOU, S.C.; GOMES, J.L.; JOVIC, D.; BASTOS, P.; BUSTAMANTE, J.F.; LAZIC, L.; LYRA, A.A.; MORELLI, S.; RISTIC, I.; VELJOVIC, K. An Upgraded Version of the Eta Model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 116, p. 63-79, 2012.
- NEW, M.; HULME, M.; JONES, P. Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961-90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. *Journal of Climate*, v. 12, n. 3, p. 829-856, 1999.
- NOBRE, C.A.; OBREGÓN, G.O.; MARENGO, J.A.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of Amazonian Climate: Main Features. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. (Eds). *Amazonia and Global Change*. Washington, D.C.: American Geophysical Union Books. Geophysical Monograph Ser, vol. 186, 2009, p. 149-162.
- RUDOLF, B.; RUBEL, F. Global Precipitation. In: HANTEL, M. (Ed.). *Observed Global Climate*. New Series on Landolt-Bornstein, Numerical Data and Functional Relationships. Berlin: Springer, 2005, p. 11.1-11.53.

SATYAMURTY, P.; da COSTA, C.P.W.; MANZI, A.O. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. *Theoretical and Applied Climatology*, v.111, n.1-2, p.195-209, 2013.

SOLMAN, S.A.; SANCHEZ, E.; SAMUELSSON, P.; ROCHA, R.P.; LI, L.; MARENGO, J.; PESSACG, N.L.; REMEDIO, A.R.C.; CHOU, S.C.; BERBERY, H.; LE TREUT, H.; CASTRO, M.; JACOB, D. Evaluation of an Ensemble of Regional Climate Model Simulations over South America Driven by the ERA-Interim Reanalysis: Model Performance and Uncertainties. *Climate Dynamics*, v. 41, p. 1139-1157, 2013.

VILA, D.A.; GONÇALVES, L.G.G.; TOLL, D.L.; ROZANTE, J.R. Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America. *Journal of Hydrometeorology*, v. 10, p. 533-543, 2009.

XIE, P.; ARKIN, P.A. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *Journal of Climate*, v. 9, p. 840-858, 1996.

XIE, P.; JANOWIAK, J.E.; ARKIN, P.A.; ADLER, R.; GRUBER, A.; FERRARO, R.; HUFFMAN, G.J.; CURTIS, S. GPCP pentad precipitation analyses: An experimental data set based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate*, v. 16, p. 2197-2214, 2003.

ZHAO, Q.; BLACK, T.L.; BALDWIN, M.E. Implementation of the Cloud Prediction Scheme in the Eta Model at NCEP. *Weather and Forecasting*, v. 12, p. 697-712, 1997.