

ESTIMATIVA DE BALANÇO DE ÁGUA NA BACIA AMAZÔNICA NO FINAL DA PRIMEIRA METADE DO SÉCULO XXI UTILIZANDO AS SIMULAÇÕES DO CMIP5

Estimate of water balance of the Amazon basin at the end of the first half XXI century using the simulations of CMIP5

Guilherme Martins*
Cláudio Moisés Santos e Silva**

***Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE**
Centro de Ciência do Sistema Terrestre (INPE / CCST)

Rod. Presidente Dutra, Km 40, SP-RJ – Jardim Europa – Cachoeira Paulista, São Paulo, Brasil – CEP: 12630-000
guilherme.martins@inpe.br

****Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN**

Depto. de Física Teórica e Experimental (DFTE) / Prog. de Pós-Graduação em Ciências Climáticas (PPGCC)
R. Joaquim Gregório, s/n – Campus Universitário – Lagoa Nova – Natal, Rio G. do Norte, Brasil – CEP: 59072-970
claudiomoises@ccet.ufrn.br

RESUMO

Há uma grande variação no clima presente e nas projeções de precipitação sobre a Amazônia decorrente das mudanças climáticas, sugerindo que os modelos climáticos atuais podem estar deixando de representar aspectos importantes da dinâmica da geração de precipitação nessa região. É importante entender as causas dessas variações uma vez que a precipitação é um aspecto chave para o ciclo hidrológico e para o balanço de carbono. O objetivo do trabalho proposto consiste em estimar o balanço de água na Amazônia nos climas do presente (1986-2005) e do futuro (2031-2050). Os dados de precipitação e temperatura mensal estão disponíveis em ponto de grade e foram obtidos do Climatic Research Unit (CRU, dado observado), como também das simulações dos modelos numéricos do Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). Para calcular a evapotranspiração, utilizou-se a metodologia proposta por Thornthwaite (1948) que depende unicamente da temperatura mensal e esse cálculo é necessária para obter o balanço de água. Além desse cálculo, obteve-se o ensemble dos modelos para avaliar a destreza dos mesmos. Os resultados mostraram que os modelos são capazes de representar a sazonalidade das variáveis utilizadas na região de estudo. Há correlação entre as variáveis dos modelos e os dados observados. Porém, no período seco, os modelos subestimam a precipitação. A temperatura apresenta alta dispersão entre os modelos em relação ao dado observado. O balanço de água nos climas analisados mostrou que há excedente hídrico nos primeiros seis meses e nos meses restantes, há déficit de água na Amazônia.

Palavras-chave: Modelos numéricos. Precipitação. Evapotranspiração. Balanço de água.

ABSTRACT

There is a large variation in the present climate and projections of precipitation over the Amazon due to climate change, suggesting that current climate models may be leaving to represent important aspects of the dynamics of the generation of precipitation in this region. It is important to understand the causes of these variations since rainfall is a key aspect of the water cycle and the carbon balance. The goal of the proposed work is to estimate the water balance in the Amazon in the present climate (1986-2005) and future (2031-2050). The data of monthly precipitation and temperature are available in grid point and were obtained from the Climatic Research Unit (CRU, observed data), as well as simulations of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) numerical models. To calculate evapotranspiration, we used the methodology proposed by Thornthwaite (1948), which depends only on monthly temperature and this calculation is required for the water balance. Apart from this calculation was obtained ensemble of models for evaluating the skill of the same. The results showed that the models are able to represent the seasonality of the variables

used in the study region. There is a correlation between the variables of the models and the observed data. However, in the dry season, the models underestimate precipitation. The temperature display high dispersion among the models compared to the observed data. The water balance in climates analyzed showed that there is excess of water in the first six months and in the remaining months, there is a deficit of water in the Amazon.

Keywords: Numerical models. Precipitation. Evapotranspiration. Water balance.

1 INTRODUÇÃO

A bacia amazônica é a maior bacia hidrográfica do mundo, respondendo por 20% da água doce do planeta, enquanto a floresta tropical é responsável por aproximadamente 10% da produtividade terrestre de biomassa (Joetzjer et al. 2013). Também é considerada uma das regiões com atividade convectiva mais intensa no mundo, desempenhando um importante papel na circulação geral da atmosférica (Andreoli et al., 2012). Além disso, esta região desempenha um papel fundamental no clima global através da regulação do ciclo da água e do carbono (Foley, 2002; Yoon e Zeng, 2010). A região amazônica apresenta uma variabilidade anual de precipitação bem marcada caracterizada por verões com quantidade abundante em toda a região e invernos com precipitação localizada na parte norte e oeste (Ronchail et al., 2002). Isso ocorre porque a precipitação é modulada pelo deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) seguindo a dinâmica da circulação atmosférica tropical (Cook et al., 2012) e pelo gradiente inter-hemisférico de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico (Marengo et al., 2011 e 2012) e pela variabilidade interanual do Pacífico tropical.

Vários estudos têm mostrado que o desflorestamento favorece a uma redução na evapotranspiração e na precipitação (Costa e Foley, 2000; Silva Dias et al., 2002; da Rocha et al., 2009). A redução da evapotranspiração é basicamente consequência de três fatores: o aumento do albedo reduz a radiação líquida na superfície; a redução da rugosidade diminui a turbulência atmosférica ocasionando o enfraquecimento dos movimentos verticais; a diminuição do tamanho das raízes faz com que menos umidade do solo esteja disponível para as plantas. Essas mudanças no balanço de água e de energia a superfície pode causar redução na evapotranspiração e, consequentemente na precipitação.

No contexto das mudanças climáticas, as projeções de modelos disponíveis como o CMIP5 apresentam grande variação na precipitação sobre a Amazônia, e isso sugere que alguns aspectos relacionados à dinâmica da precipitação nessa região não é bem representado por esses modelos (Yin et al., 2013). O CMIP5 fornece um conjunto de simulações de diversos modelos com o objetivo de verificar o quanto eles são realistas em simular o passado recente, fornecer projeções de mudanças climáticas em duas escalas temporais, isto é, de curto (até 2030) e de longo prazo (de 2100 em diante) e compreender alguns dos fatores responsáveis por diferenças nas projeções dos modelos, incluindo a quantificação de alguns *feedbacks* fundamentais, como aqueles que envolvem nuvens e o ciclo do carbono. Maiores detalhes sobre o CMIP5 podem ser encontrados em Taylor et al. (2012).

As simulações geradas pelo CMIP5 podem ser utilizadas para os mais variados fins. Por exemplo, avaliar o impacto das altas emissões de CO₂ no regime pluviométrico, aumento da Temperatura da Superfície do Mar, alterações atuais e futuras no regime de precipitação e temperatura devido às mudanças climáticas globais e balanço de água. No caso do balanço de água, particularmente sobre a bacia amazônica, alguns estudos indicam para o clima presente anomalia negativa de precipitação e para o futuro, condições mais secas. Isso ocasiona impactos significativos na sua manutenção e estrutura (Marengo et al., 2011; Joetzjer et al., 2013).

Nesse contexto, o objetivo deste trabalho consiste em estimar o balanço de água na bacia amazônica no final da primeira metade do século XXI que compreende os anos de 2031 a 2050. Para tal, utilizam-se as simulações de dez modelos do CMIP5.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Dados

Foram utilizados dados observados e simulações numéricas mensais de precipitação e temperatura para os climas do presente e do futuro. Os dados observados para o período de 1986-2005 são do *Climate Research Unit* (CRU) TS 3.0 (NEW et al., 1999; NEW et al., 2000) e estão disponíveis no endereço eletrônico <http://www.cru.uea.ac.uk/data/>.

As simulações numéricas foram realizadas com Modelos de Circulação Geral da Atmosfera do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5, TAYLOR et al., 2012). Os períodos das simulações são: clima do presente (1986-2005) e clima do futuro (2031-2050). Os modelos utilizados são: CCSM4 (*National Center for Atmospheric Research* – EUA, GENT et al., 2011), GFDL-CM3 (*NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* – EUA, DONNER et al., 2011), GFDL-ESM2M (*NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* – EUA, DUNNE et al., 2012), GISS-E2-H (*NASA/Goddard Institute for Space Studies* – EUA, SCHMIDT et al., 2006), GISS-E2-R (*NASA/Goddard Institute for Space Studies* – EUA, SCHMIDT et al., 2006), HadGEM2-CC (*Met Office Hadley Centre* – Reino Unido, COLLINS et al., 2011; MARTIN et al., 2011), HadGEM2-ES (*Met Office Hadley Centre* – Reino Unido, JONES et al., 2011), MPI-ESM-LR (*Max Planck Institute for Meteorology* – Alemanha, RADDATZ et al., 2007; MARSLAND et al., 2003), IPSL-CM5A-LR (*Institut Pierre Simon Laplace* – França, MARTI et al., 2010) e INM-CM4 (*Institute for Numerical Mathematics* – Rússia, VOLODIN et al., 2010).

Para o clima presente e futuro, selecionou-se o cenário do *Representative Concentration Pathways* (RCPs) descritos por VAN VUUREN et al. (2011), que é o resultado de esforços de vários grupos de especialistas em modelagem numérica e inventários de emissões. O produto final é um conjunto de dados em alta resolução espacial que se estende de 1850 até 2100. O cenário futuro escolhido para este trabalho é o RCP8.5 (RIAHI et al., 2007) que é caracterizado por apresentar um forçante radiativa de 8.5 W m^{-2} (~1370 ppm de CO_2 equivalente) em 2100 e cuja as emissões de gases de efeito estufa aumentam ao longo do tempo.

O clima do presente é escolhido com base no novo período de referência que será utilizado pelos novos relatórios de avaliação do *Intergovernmental Panel on Climate Change*. A relação entre a concentração de CO_2 do clima do futuro (491 ppm que corresponde à média entre 2031-250) e do clima do presente (361 ppm que é referente à média entre 1986-2005) é de 1,4 (diferença de +130 ppm) vezes maior em relação ao clima do presente.

2.2 Região de estudo

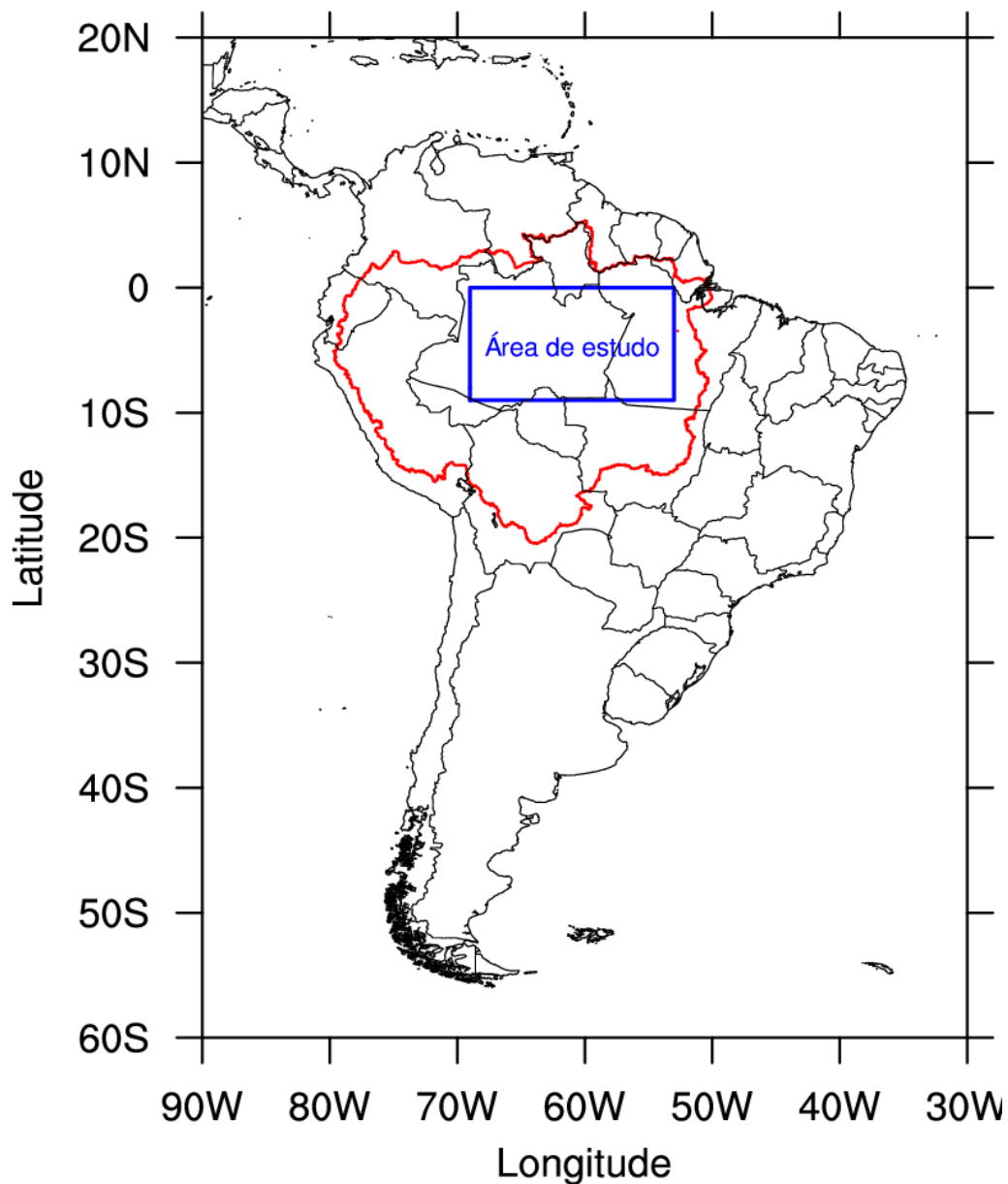
Os dados observados e as simulações são analisados em uma região representativa da bacia amazônica (Figura 1) e engloba os seguintes estados brasileiros: Amazonas, Pará e norte de Rondônia abrangendo o domínio de longitude entre 69°W e 53°W e latitude de 9°S a 0° correspondendo a 26% da área da Bacia Amazônica ($6.915,000 \text{ km}^2$). Foram geradas as séries temporais de médias mensais desse domínio no período de 1986-2005 (clima do presente) e 2031-2050 (clima do futuro) para as seguintes variáveis: precipitação (mm dia^{-1}); temperatura ($^\circ\text{C}$); evapotranspiração potencial (mm dia^{-1}). A evapotranspiração foi calculada pelo método de Thornthwaite (1948), descrito mais adiante. Além disso, determinamos a diferença entre a precipitação e a evapotranspiração (P-E, mm dia^{-1}), que é uma medida aproximada do balanço de água à superfície.

2.3 Cálculo da evapotranspiração potencial

Para calcular a evapotranspiração (ET_o) utilizou-se o método de Thornthwaite (1948), que

depende unicamente da temperatura média mensal (°C). Este método gera estimativas adequadas para regiões de clima úmido independente da latitude e altitude; contudo, é recomendado apenas para valores mensais.

Figura 1 – A caixa em azul representa a região de estudo que compreende a área entre as longitudes de 69°W-53°W e latitude de 9°S-0° que compreende cerca de 26% da área da Bacia Amazônica (6.915,000 km²). O contorno vermelho representa a Bacia Amazônica



Para o cálculo da ETo, determina-se primeiramente o índice de eficiência de temperatura anual I , representado na Equação (1) definido pela soma dos 12 valores mensais da temperatura média e o expoente a da Equação (2), que depende de I . Finalmente, o cálculo da evapotranspiração é feito pela Equação 3, cuja unidade é dada em mm mês⁻¹.

$$I = \sum_{n=1}^{12} (0.2T_{med})^{1.514} \quad (1)$$

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.7912 \times 10^{-2} I + 0.49239 \quad (2)$$

$$ET_o = 16 \left(10 \frac{T_{med}}{I} \right)^a \quad (3)$$

Para converter os valores de mm mês⁻¹ para mm dia⁻¹ multiplica-se o fator de correção C (equação 4) pela equação 3:

$$C = \frac{N}{12} \frac{ND}{30} \quad (4)$$

em que, N representa o fotoperíodo do 15° dia do mês e ND é o número de dias do mês.

2.4 Cálculo do P-E (precipitação menos evapotranspiração)

O cálculo de P-E representa uma aproximação para avaliar o balanço de água em uma determinada localidade. Para realizar esse cálculo são necessárias informações de precipitação e evapotranspiração. Este tipo de cálculo representa um indicador climatológico sazonal da disponibilidade hídrica, ou seja, períodos com deficiência e excedente hídricos.

2.5 Ensemble dos modelos

O ensemble dos modelos é calculado segundo a metodologia descrita em Georhakakos et al. (2004) e representa uma técnica simples para avaliar a destreza do modelo sendo expressa pela equação (5):

$$(Q_{SMA})_t = \bar{Q}_{obs} + \sum_{i=1}^N \frac{(Q_{sim})_{i,t} - (\bar{Q}_{sim})_i}{N} \quad (5)$$

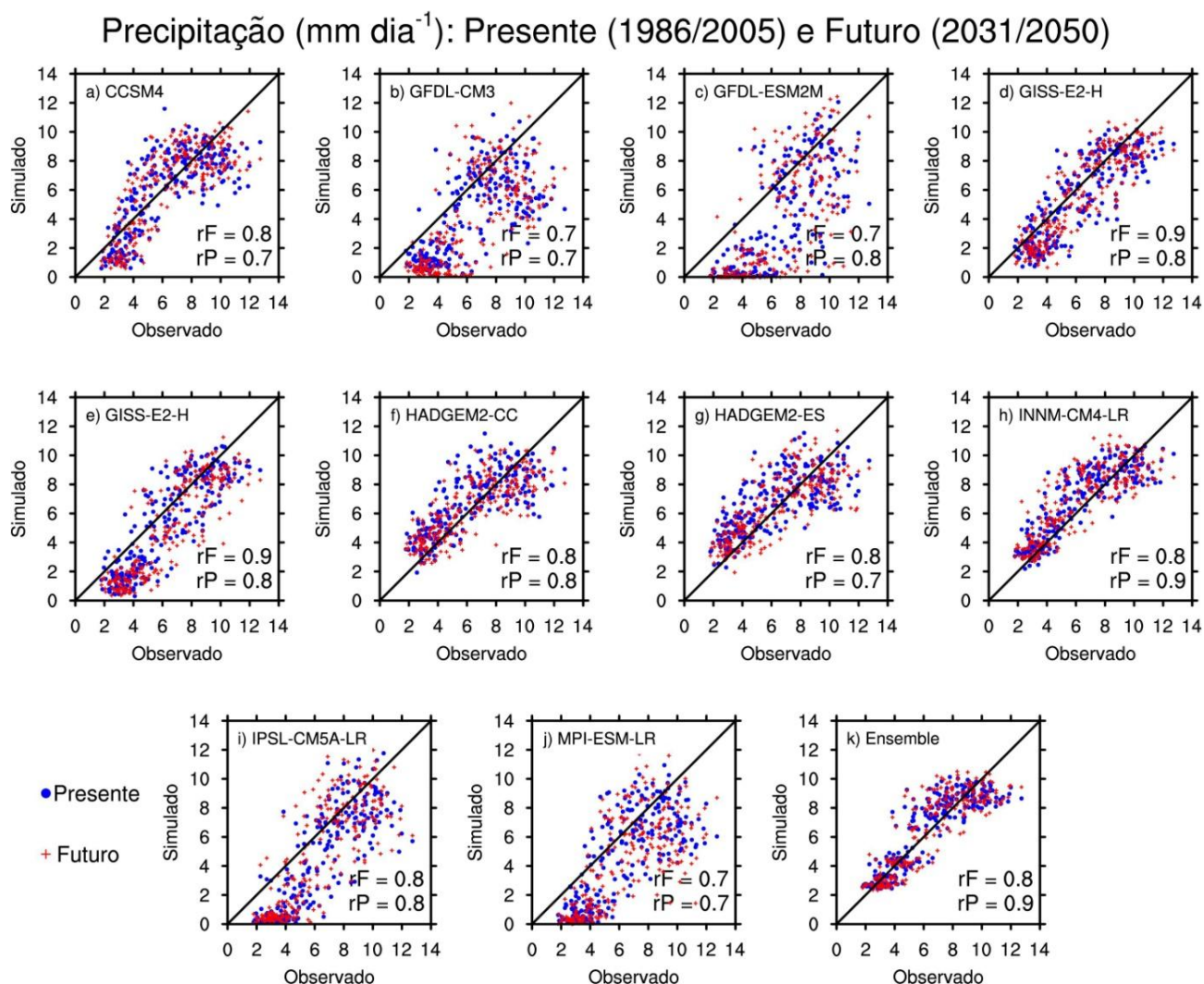
em que $(Q_{SMA})_t$ é o ensemble no tempo t , $(Q_{sim})_{i,t}$ é o i -ésima simulação para o tempo t , $(\bar{Q}_{sim})_i$ é a média da i -ésima simulação, $\bar{Q}_{obs}$ é a média observada e N é o número de modelos considerados. A partir de agora, a média dos modelos chama-se ensemble.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A correlação entre a precipitação (mm dia⁻¹) observada e a simulada para os climas do presente e do futuro é mostrada na Figura 2. Os valores de correlação para os climas do presente e futuro são expressos por r_P e r_F , respectivamente. De uma forma geral, os modelos apresentam concordância razoável com o CRU apesar da divergência na quantidade de precipitação conforme reportado em estudos anteriores (Silveira et al., 2013; Yin et al., 2013) na região estudada para esses dois climas. Essa divergência pode estar associada ao fato que os modelos falham em representar aspectos importantes da dinâmica associada a geração de precipitação na Amazônia (Martins et al., 2014). Essa má representação pode ter impactos no regime de chuvas, uma vez que esse parâmetro é um componente-chave para o ciclo hidrológico e de carbono. As correlações são altas e estatisticamente significantes ao nível de 0,05 (cujo valor de correlação é de 0,2). Para o clima do presente, o modelo INNM-CM4-LR (Figura 2h) é o que apresenta a melhor correlação ($r_P=0,9$). Para o clima do futuro, os modelos GISS-E2-H (Figura 2d) e GISS-E2-R (Figura 2e) são os que mais se destacam, com valores iguais a 0,9 para cada modelo. O ensemble (equação 5) é mostrado

na Figura 2k, e as correlações obtidas são $r_P=0,9$ e $r_F=0,8$ para os climas do presente e futuro, respectivamente. Nota-se também que há um melhor ajuste por se tratar da média dos modelos.

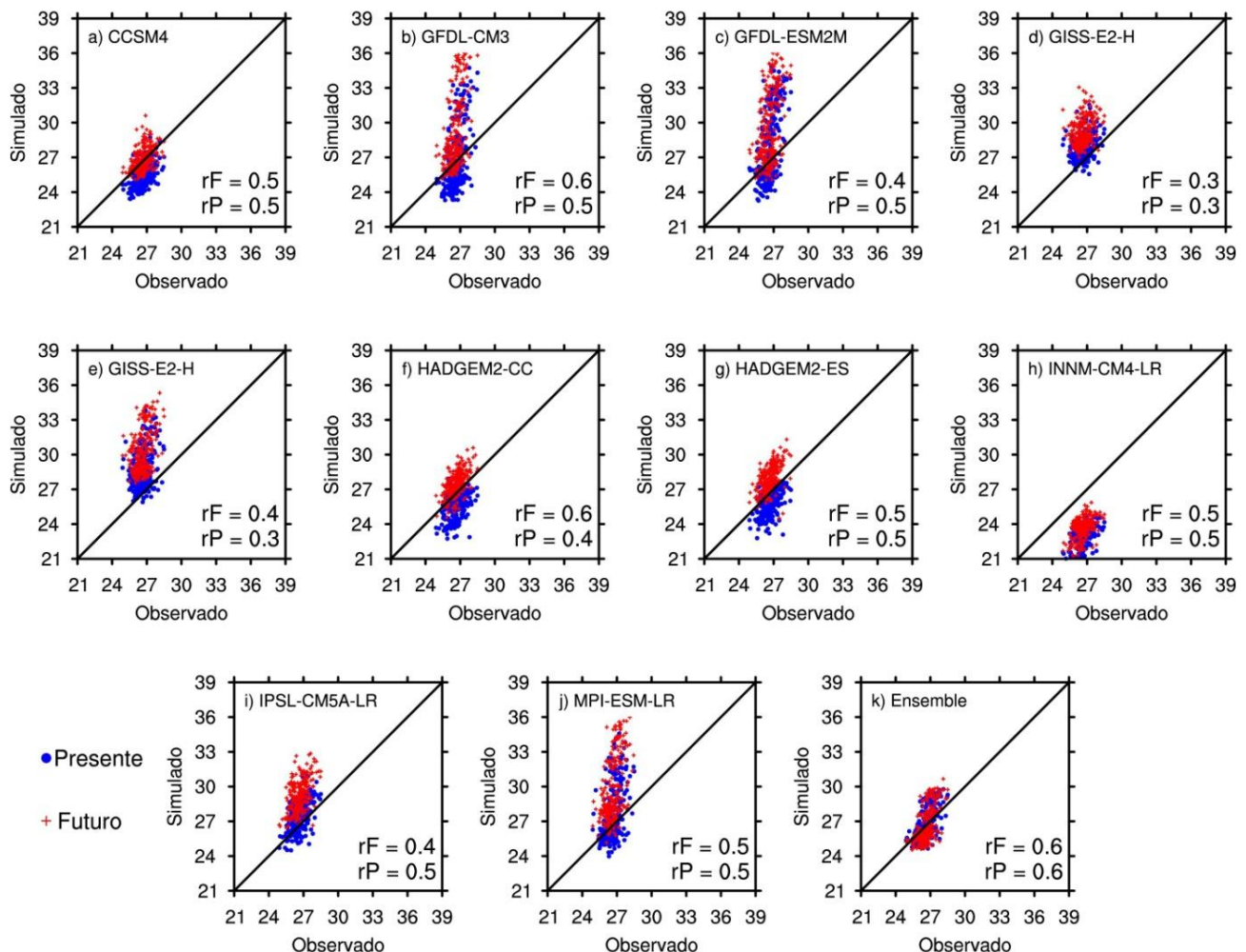
Figura 2 – Correlação entre o dado observado e os climas do presente (marcadores em azul) e futuro (marcadores em vermelho) para precipitação (mm dia^{-1}). O r_P representa a correlação para o clima presente e r_F para o futuro. O test-t de Student ao nível de 0,05 de significância é de 0,2. A Figura 2k representa o ensemble dos modelos conforme a Equação (5)



Diferente do que foi observado na precipitação, a temperatura ($^{\circ}\text{C}$) apresenta superestimativa em relação ao CRU para os climas do presente e do futuro. As correlações obtidas para essa variável são pequenas, entretanto significante estatisticamente ao nível de 0,05 (cujo valor da correlação é de 0,2). Dos dez modelos avaliados, sete apresentam correlação igual a 0,5, são eles: CCSM4 (Figura 3a), GFDL-CM3 (Figura 3b), GFDL-ESM2M (Figura 3c), HADGEM2-ES (Figura 3g), INMM-CM4-LR (Figura 3h), IPSL-CM5A-LR (Figura 3i) e MPI-ESM-LR (Figura 3j). No clima futuro, apenas dois modelos apresentam correlação de 0,6; são eles: GFDL-CM3 (Figura 3b), HADGEM2-CC (Figura 3f). A correlação para o ensemble (Figura 3k) é de 0,6 para os dois climas e mostra que houve pequena melhoria ao utilizar essa técnica que reduz o viés. Os resultados encontrados por Marengo et al., (2011a) mostraram que a temperatura simulada para a primeira metade deste século pelo modelo Eta-CPTEC na região da Amazônia foi caracterizada por aumento, confirmando os resultados obtidos nesse trabalho.

Figura 3 – Correlação entre o dado observado e os climas do presente (marcadores em azul) e futuro (marcadores em vermelho) para temperatura ($^{\circ}\text{C}$). O r_P representa a correlação para o clima presente e r_F para o futuro. O test-t de Student ao nível de 0,05 de significância é de 0,2. A Figura 3k representa o ensemble dos modelos conforme a Equação (5)

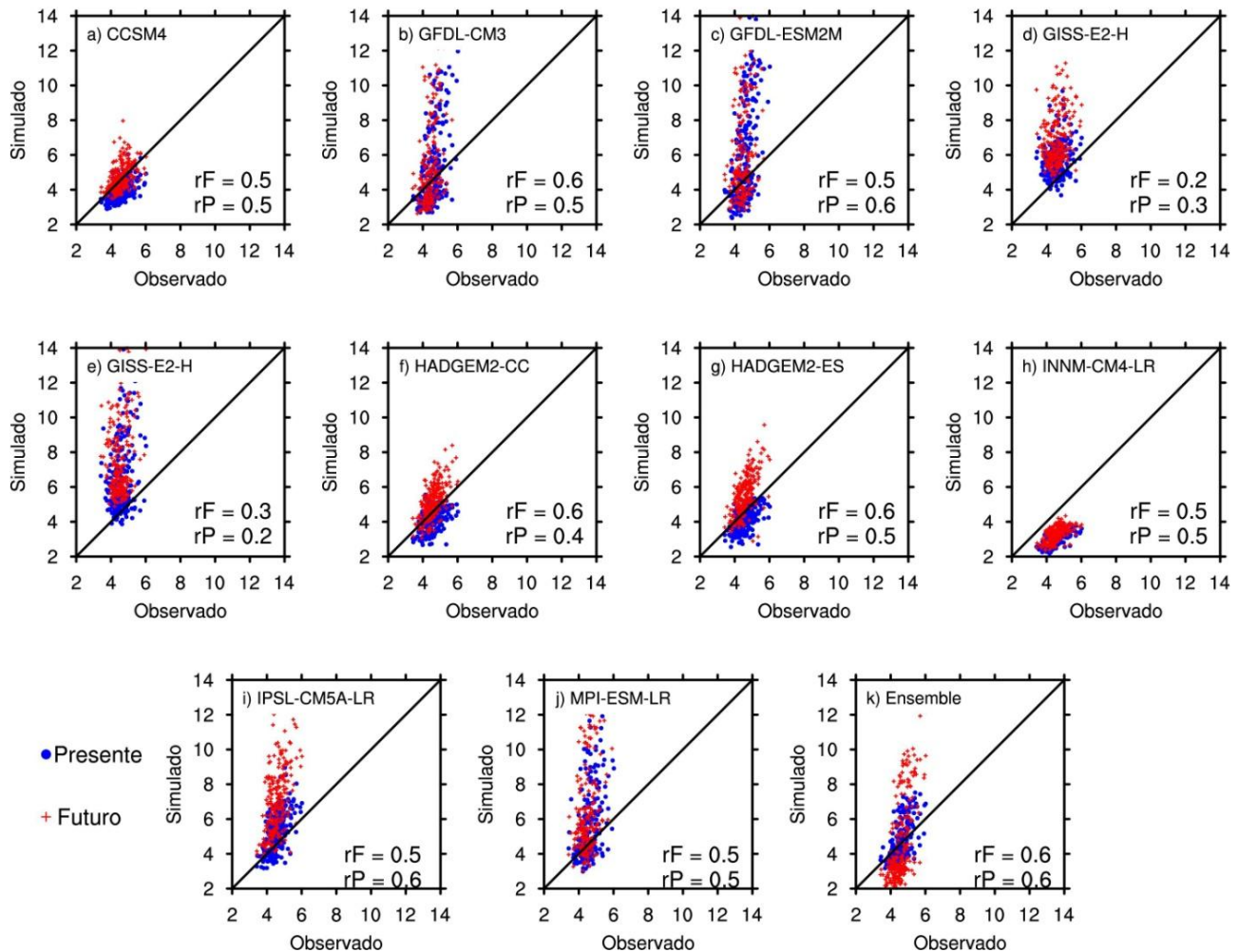
Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$): Presente (1986/2005) e Futuro (2031/2050)



Os valores de evapotranspiração (Figura 4, mm dia^{-1}) calculados usando a Equação 3, apresentam comportamento similar à temperatura (Figura 3), isto é, superestimativa em relação ao CRU. O melhor valor de correlação para o clima do presente foi 0,6, obtidos pelos modelos GFDL-ESM2M (Figura 4c) e IPSL-CM5A-LR (Figura 4i). No clima do futuro, o GFDL-CM3 (Figura 4b), HADGEM2-CC (Figura 4f) e HADGEM2-ES (Figura 4g) também apresentam valores de correlação de 0,6 ambos com significância estatística. O ensemble resulta em correlações de 0,6 para o clima do presente e futuro o qual demonstra pequena melhoria nos resultados.

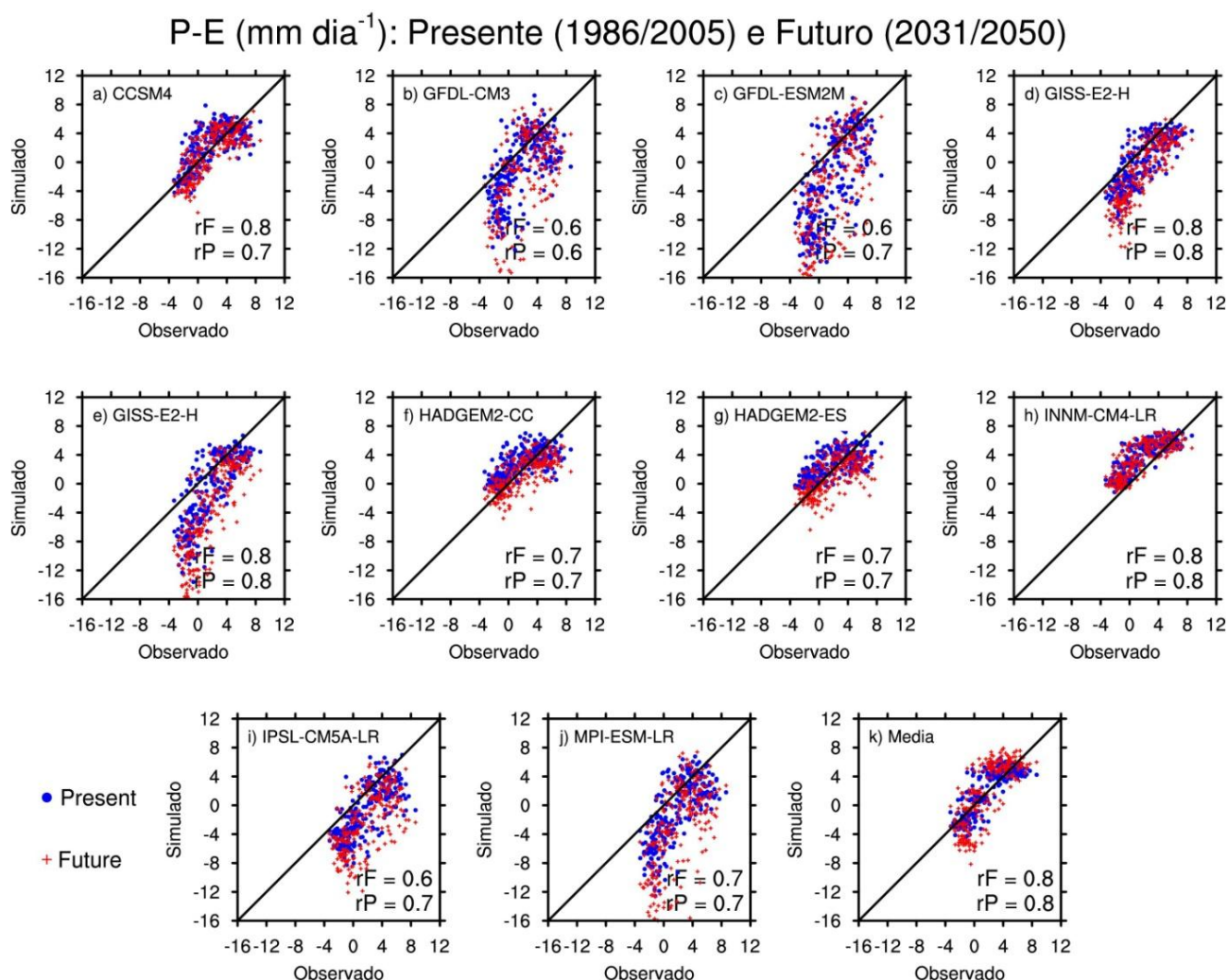
Figura 4 – Correlação entre o dado observado e os climas do presente (marcadores em azul) e futuro (marcadores em vermelho) para evapotranspiração (mm dia^{-1}). O r_P representa a correlação para o clima presente e r_F para o futuro. O test-t de Student ao nível de 0,05 de significância é de 0,2. A Figura 4k representa o ensemble dos modelos conforme a Equação (5)

Evapotranspiração (mm dia^{-1}): Presente (1986/2005) e Futuro (2031/2050)



As correlações obtidas para a variável P-E (Figura 5, mm dia^{-1}) variam entre 0,6 e 0,8 para os climas do presente e do futuro. Dos dez modelos avaliados para o clima do presente, cerca de três apresentam correlação de 0,8 (GISS-E2-H, Figura 5d; GISS-E2-R, Figura 5e; INNM-CM4-LR, Figura 5h). No futuro, quatro modelos apresentam correlação de 0,8 (CCSM4, Figura 5a; GISS-E2-H, Figura 5d; GISS-E2-R, Figura 5e e INNM-CM4-LR, Figura 5h). Todos os modelos apresentam significância estatística ao nível de 0,05. A correlação calculada para o ensemble (Figura 5k) é a mesma para os dois climas, indicando um bom ajuste. Marengo et al., (2011a) avaliaram as projeções da variável P-E do modelo Eta-CPTEC sobre a Amazônia. Os resultados encontrados mostraram que no na primeira metade deste século, a Amazônia terá condições mais secas do que as observadas atualmente.

Figura 5 – Correlação entre o dado observado e os climas do presente (marcadores em azul) e futuro (marcadores em vermelho) para P-E (mm dia^{-1}). O r_P representa a correlação para o clima presente e r_F para o futuro. O test-t de Student ao nível de 0,05 de significância é de 0,2. A Figura 5k representa o ensemble dos modelos conforme a Equação (5)



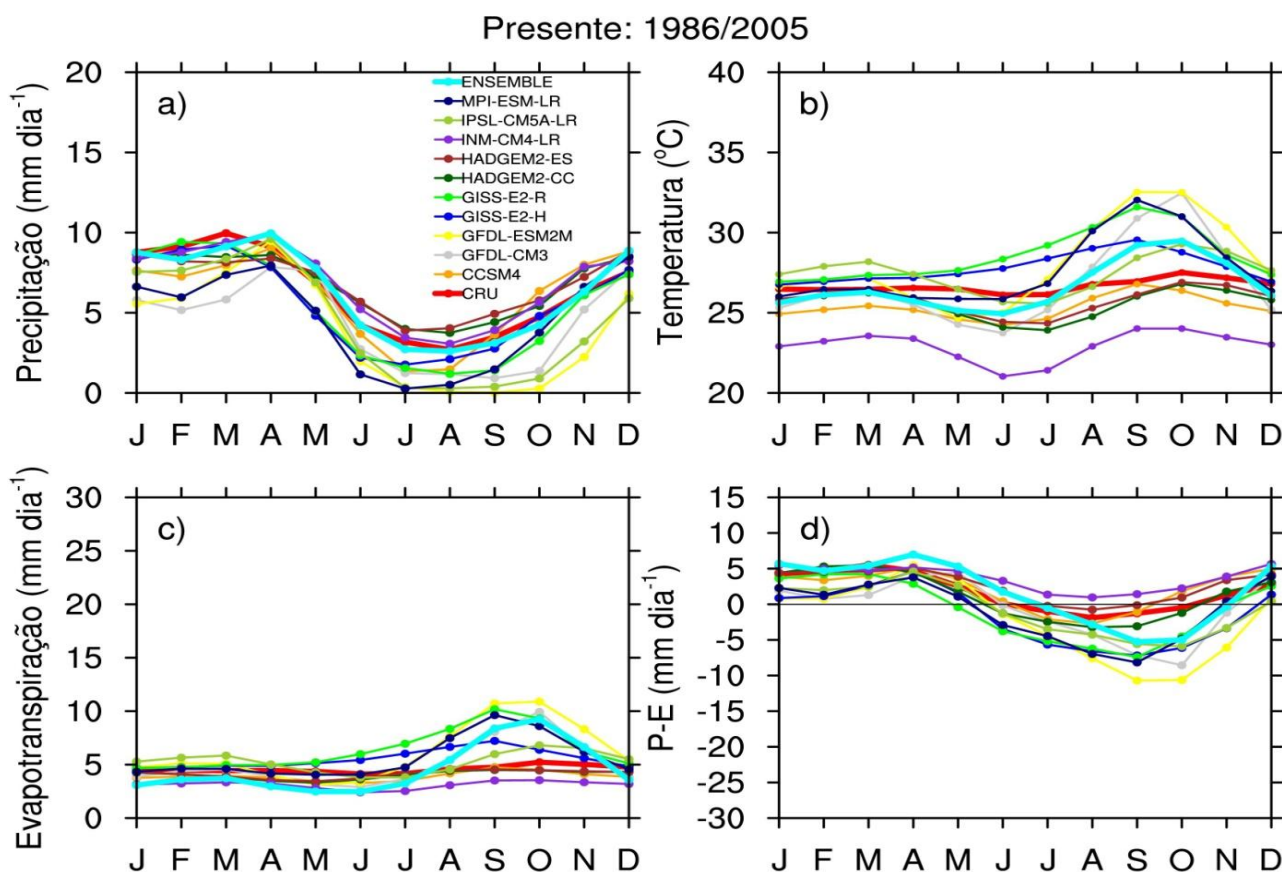
A figura a seguir representa a média mensal para o clima do presente (1986/2005) da precipitação (mm dia^{-1}), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), evapotranspiração (mm dia^{-1}) e P-E (mm dia^{-1}). A distribuição mensal da precipitação (Figura 6a) é bem simulada pelos modelos, que apresentam maiores valores no início e fim do ano e menores no meio. O padrão mensal verificado pelos modelos é consistente com o resultado de Silveira et al. (2013) que utilizaram simulações do CMIP5 durante 1901 a 1999 sobre a região Amazônica. Segundos esses autores, o modelo IPSL-CM5A-LR subestima a precipitação corroborando os resultados aqui encontrados. Além desse modelo, os autores verificaram que o modelo HADGEM2-ES também superestima a precipitação no primeiro quadrimestre do ano e superestima nos meses restantes. De todos os modelos avaliados, o INM-CM4-LR e o HADGEM2-ES simulam valores de precipitação mais próximos ao CRU.

A técnica de ensemble mostra melhoria significativa nos valores simulados em todos os meses do ano. Nota-se uma pequena redução em fevereiro e março em relação ao CRU decorrente de alguns modelos que simulam pequenos valores de precipitação nesses meses.

Na Figura 6b, a temperatura simulada mostra diferenças marcantes entre os meses e dependendo do modelo, os valores são superestimados (por exemplo, GISS-E2-R e GISS-E2-H) ou subestimados (INM-CM4-LR e HADGEM2-CC) em relação ao CRU. Nota-se alta dispersão entre

os modelos entre os meses de agosto a novembro demonstrando a dificuldade deles em capturar a sazonalidade de temperatura nessa região. Comparando esses resultados com dados observados (da Rocha et al., 2009) pode-se concluir que as simulações apresentam uma sazonalidade com máximos no período seco e mínimos no chuvoso. O *ensemble* mostra que a temperatura é subestimada na primeira metade do ano, e superestimada nos meses de agosto a novembro devido aos altos valores simulados nos meses citados anteriormente.

Figura 6 – Média mensal da precipitação (a), temperatura (b), evapotranspiração (c) e P-E (d) para o clima do presente (1986/2005). A curva em vermelho representa o dado observado do CRU



A evapotranspiração (Figura 6c) derivada da temperatura conforme a Equação 3 apresenta menor dispersão nos primeiros seis meses e maior nos meses de setembro e outubro. Apenas o INM-CM4-LR apresenta maior subestimativa em todos os meses em relação aos demais modelos. Por outro lado, o GFDL-ESM2M entre agosto e novembro apresenta maior superestimativa em relação ao CRU. O padrão sazonal mostra que os maiores valores ocorrem no período seco (julho a outubro) como verificado por da Rocha et al. (2009) que usou dados observados na floresta amazônica.

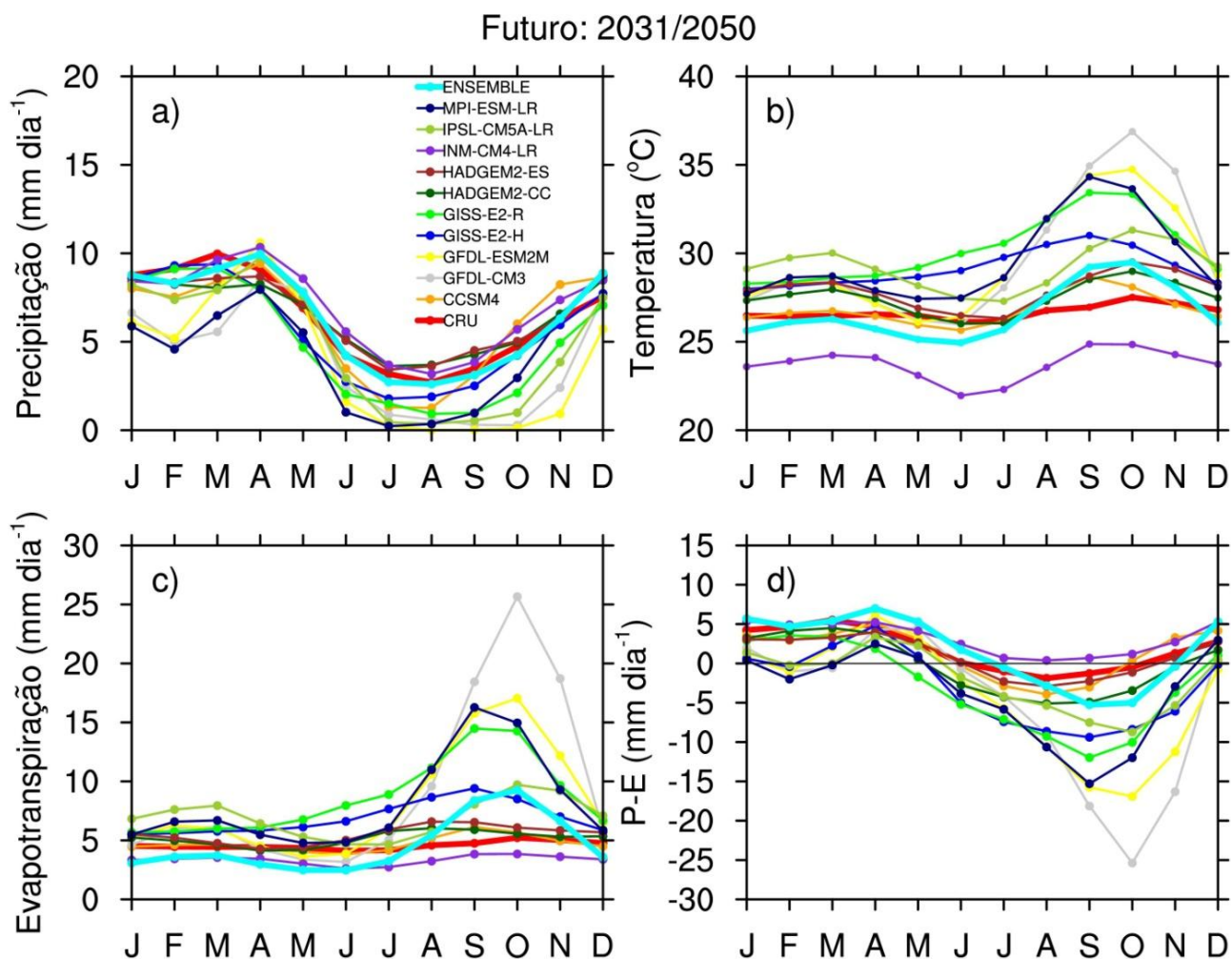
O ensemble dos modelos é caracterizado por subestimativa nos meses de janeiro a julho e superestimativa de agosto a novembro decorrente de alguns modelos que simulam altos valores de evapotranspiração nesses meses, esse valor é quase o dobro do que é observado pela climatologia nos meses de setembro e outubro.

O balanço de água representado pela relação P-E (Figura 6d) em todos os modelos mostra excedente hídrico nos meses de janeiro a maio e em dezembro. Por outro lado, escassez nos meses restantes. Alguns trabalhos observacionais como, por exemplo, da Rocha et al. (2009) e Costa et al. (2010), que utilizaram dados observados na Amazônia, mostraram que há redução de precipitação nos meses de agosto a outubro. Isso mostra que os modelos do CMIP5 são capazes de capturar a sazonalidade referente ao excedente ou escassez de água na região de estudo. De todos os

modelos, o GFDL-ESM2M simula redução hídrica mais intensa nos meses de agosto a novembro. O ensemble se aproxima do dado observado (com exceção de setembro e outubro) mostrando que foi capaz de minimizar a dispersão verificada pelos modelos em relação ao dado observado do CRU.

A variabilidade mensal para o clima do futuro (2031/2050) referente à precipitação (mm.dia^{-1}), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), evapotranspiração (mm dia^{-1}) e P-E (mm dia^{-1}) é mostrada na Figura 7. Os valores máximos de precipitação são observados nos primeiros meses do ano e no final. Exceto os modelos MPI-ESM-LR, GFDL-ESM2M e GFDL-CM3 que nos meses de janeiro a março mostram redução de aproximadamente $4,0 \text{ mm dia}^{-1}$ em fevereiro em relação ao CRU. Esse mesmo padrão foi observado no clima do presente (Figura 6a). Com relação aos mínimos simulados, todos os modelos geram os menores valores no período de junho a setembro. Contudo, há modelos como o MPI-ESM-LR, IPSL-CM5A-LR, GFDL-ESM2M e o GFDL-CM3 que simulam valores próximos à zero em relação à climatologia. Ao verificar o ensemble, notam-se valores próximos ao dado observado em todos os meses repetindo as mesmas características verificadas no clima do presente.

Figura 7 – Média mensal da precipitação (a), temperatura (b), evapotranspiração (c) e P-E (d) para o clima do futuro (2031/2050). A curva em vermelho representa o dado observado do CRU



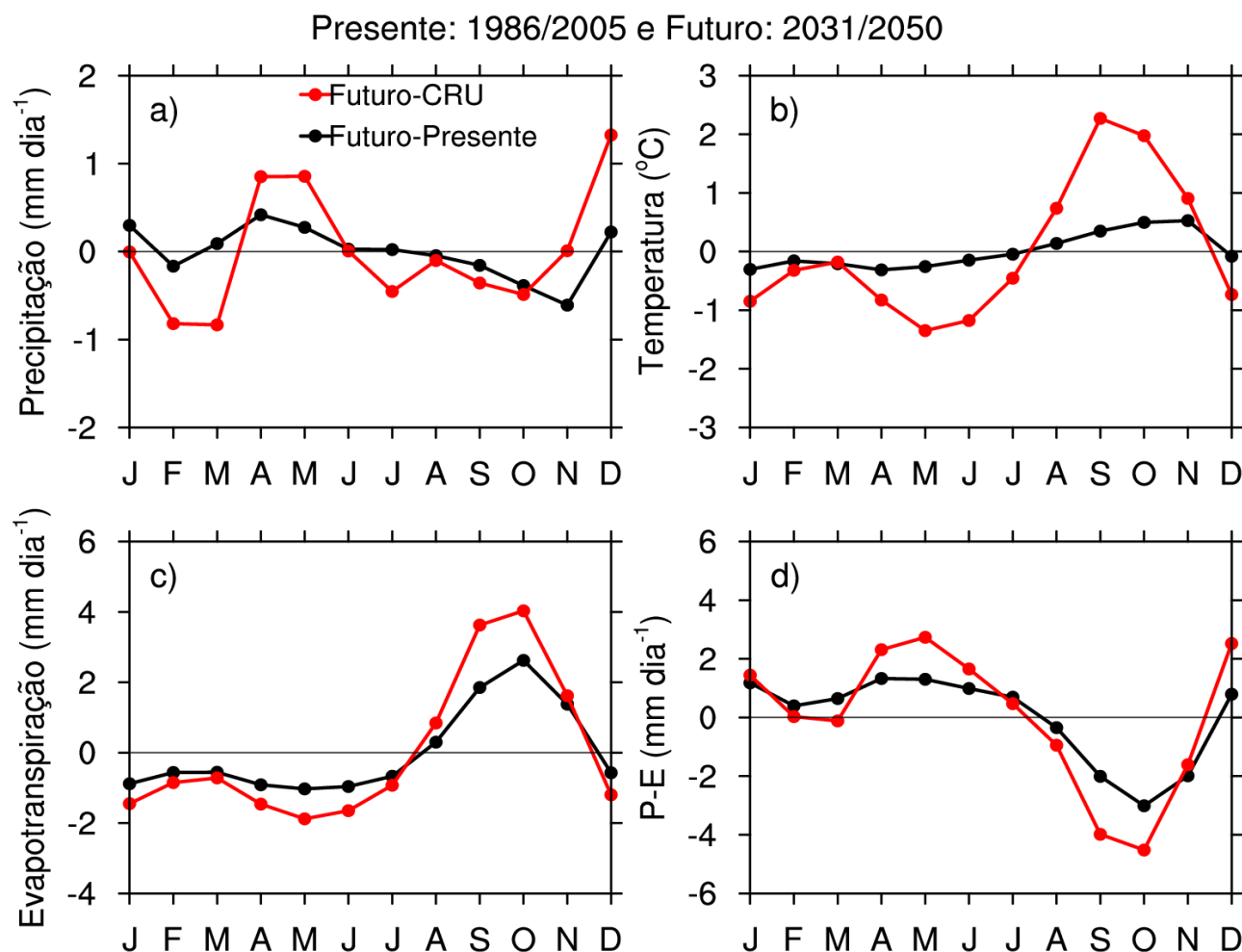
As simulações para temperatura (Figura 7b) indicam alta dispersão dos modelos em todos os meses, porém entre julho e novembro as superestimativas são maiores e os modelos GFDL-CM3 e GFDL-ESM2M se destacam no mês de outubro com temperaturas de até 37°C . As temperaturas no clima futuro são maiores em comparação ao clima do presente. O modelo INM-CM4-LR apresenta a maior subestimativa em todos os meses com temperaturas chegando a 22°C em junho e

julho. Como consequência dos altos valores simulados pelos modelos nos meses de julho a novembro, o ensemble superestima essa variável em relação ao CRU e a sazonalidade apresentada é mais marcante do que a climatologia.

Na Figura 7c, a evapotranspiração calculada é superestimada pela maioria dos modelos, principalmente nos meses de agosto a novembro onde há maior dispersão em relação ao CRU. Por se tratar de uma variável derivada da temperatura, os modelos GFDL-CM3 e GFDL-ESM2M são aqueles que apresentam os maiores valores simulados. O ensemble dos modelos mostra maiores valores em setembro, outubro e novembro decorrente da maioria dos modelos simularem elevados valores. Mostra-se na Figura 7d o balanço de água por meio da relação P-E, e nota-se que a maioria dos modelos simulam excesso de água nos meses de janeiro a maio e dezembro e déficit nos meses de junho a novembro coerente com o observado nessa região e também com o CRU. Os modelos simulam P-E bem abaixo do valor observado, mas alguns modelos, como o GFDL-CM3 e o GFDL-ESM2M mostram subestimativas com maior valor absoluto em relação ao CRU, especialmente em outubro. Ao analisar o ensemble, nota-se que os valores obtidos estão abaixo do CRU nos meses de agosto a outubro decorrente da subestimativa da maioria dos modelos nesse período.

Como forma de avaliar o balanço de água no final da primeira metade do século XXI, são mostradas as figuras do ensemble dos modelos obtido pela Equação 3. Essas figuras mostram a diferença entre o clima do futuro menos o clima presente (linha preta) e o futuro menos o CRU (linha vermelha) sobre a floresta amazônica (Figura 8).

Figura 8 – Diferença da precipitação (a), temperatura (b), evapotranspiração (c) e P-E (d) para o clima do futuro (2031/2050, linha preta) menos o presente (1986/2005) e clima futuro menos o CRU (1986/2005, linha vermelha).



No trimestre DJF (linha preta, Figura 8a) com exceção de fevereiro, a precipitação tende a aumentar pouco no futuro. No trimestre JJA, os valores são próximos indicando que não há diferença significativa nesse trimestre no futuro. Em SON, a precipitação tende a diminuir em comparação com o presente (em torno de $0,5 \text{ mm dia}^{-1}$ em novembro). Ao analisar a diferença entre o futuro e o CRU (linha vermelha) nota-se que em alguns meses há redução considerável na precipitação, principalmente nos meses de fevereiro, março e julho. Por outro lado, em abril, maio e dezembro a precipitação aumenta no futuro.

A diferença de temperatura para o futuro (linha preta, Figura 8b) mostra que ocorre redução de até $0,5^{\circ}\text{C}$ nos seis primeiros meses. Nos demais meses, nota-se aumento que não ultrapassa $0,5^{\circ}\text{C}$. Ao analisar o futuro menos o CRU (linha vermelha) verifica-se uma sazonalidade, porém com redução em abril, maio e dezembro. Verifica-se um valor mínimo de aproximadamente $-1,5^{\circ}\text{C}$ em maio e aumento nos demais meses, com máximo em setembro de $+2,5^{\circ}\text{C}$.

A diferença na evapotranspiração (Figura 8c) mostra o mesmo padrão para o futuro menos o presente e futuro menos o CRU. Assim, verifica-se uma redução nos meses de abril, maio e dezembro, com mínimo em maio de $2,0 \text{ mm dia}^{-1}$ e aumento entre agosto e novembro, com máximo de aproximadamente $4,0 \text{ mm dia}^{-1}$ em outubro. Em outubro (linha vermelha), o máximo observado do futuro menos o CRU é quase o dobro. No clima futuro, a evapotranspiração de uma forma geral reduz no verão (DJF), no outono (MAM) e no inverno (JJA) e aumenta na primavera (SON).

O balanço entre P-E (Figura 8d), de uma forma geral, resulta em aumento na disponibilidade hídrica no primeiro semestre e em dezembro, e escassez de água entre agosto e novembro é observado. Porém, a redução é maior entre o futuro e o CRU (linha vermelha) que chega a aproximadamente $5,0 \text{ mm dia}^{-1}$ em outubro. Para o mesmo mês, a diferença é de $2,5 \text{ mm dia}^{-1}$ para o futuro menos o presente (linha preta). Isso mostra que no futuro, na maioria dos meses a floresta tem suprimento de água e nos demais meses há déficit hídrico.

4 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos resultados encontrados nesse trabalho que teve como objetivo avaliar o balanço de água na bacia amazônica utilizando as simulações do CMIP5. As conclusões do estudo são: os modelos foram capazes de captar de forma satisfatória o padrão sazonal das variáveis utilizadas, como a precipitação que apresentou forte correlação. Outros parâmetros, como a temperatura que foi superestimada na maioria dos modelos sendo que a correlação foi mais fraca, porém com significância estatística. Pelo fato da evapotranspiração ter sido calculada a partir da temperatura conforme a Equação 3, seu resultado foi de valores superestimados e baixa correlação.

Ao avaliar a diferença P-E foi notado que todos os modelos apresentaram forte correlação e pouca dispersão em relação ao dado observado. Os resultados referentes às médias mensais para os climas do presente e futuro (Figuras 6 e 7) mostraram que a precipitação gerada pelos modelos é capaz de representar a sazonalidade nessa região, e que durante os meses mais secos na Amazônia (junho, julho e agosto), a precipitação é subestimada pela maioria deles. A temperatura por sua vez, apresenta alta dispersão entre os modelos principalmente nos últimos quatro meses do ano e a maioria dos deles tende a superestimar no último quadrimestre. A evapotranspiração apresentou o mesmo comportamento da temperatura, isso ocorre devido essa variável ser em função da temperatura.

O balanço de água (P-E) mostrou que há excesso nos meses iniciais e nos finais e déficit nos meses intermediários (meses mais secos) mostrando que os modelos representaram de forma satisfatória esse balanço, apesar de alguns modelos representarem déficit mais intenso comparado com as observações. O ensemble dos modelos (Figura 8) mostrou que nos climas do presente e futuro nos sete primeiros meses há tendência de precipitação em excesso, e nos meses restantes, foram observados déficit. No clima futuro menos a observação esse déficit é mais intenso em comparação ao futuro menos o presente.

REFERÊNCIAS

- ANDREOLI, R. V. et al. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. **International Journal of Climatology**, v.32, p.1193-1205, DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2345>, 2012.
- COLLINS, W. J. et al. Development and evaluation of an Earth-system model – HadGEM2. **Geoscientific Model Development**, v.4, n.2, p.997-1062, DOI: <http://www.geosci-model-dev.net/4/1051/2011/>, 2011.
- COOK B. et al. 2012. Will Amazonia Dry Out? Magnitude and Causes of Change from IPCC Climate Model Projections. **Earth Interactions**, v.16, p.1-27, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2011EI398.1>, 2012.
- 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, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0018:CEODAD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0018:CEODAD>2.0.CO;2), 2000.
- COSTA, M. H. et al. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research**, v.115, n.G4, p.1-9, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2009JG001179>, 2010.
- DA ROCHA, H. R. et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v.114, n.G00B12, p.1-8, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2007JG000640>, 2009.
- DONNER, L. J. et al. The dynamical core, physical parameterizations, and basic simulation characteristics of the atmospheric component AM3 of the GFDL global coupled model CM3. **Journal of Climate**, v.24, n.13, p.3484-3519, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI3955.1>, 2011.
- DUNNE, J.P. et al. GFDL's ESM2 Global Coupled Climate–Carbon Earth System Models. Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics. **Journal of Climate**, v.25, n.19, p.6646-6665, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00560.1>, 2012.
- FOLEY, J. A. et al. El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**, v.16, n.4, p.79-1-79-20, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2002GB001872>, 2002.
- GEORGAKAKOS, K. P. et al. Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles. **Journal of Hydrology**, v.298, n.1-4, p.222-241, DOI: [10.1016/j.jhydrol.2004.03.037](http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.037), 2004.
- GENT, P. R. et al. The Community Climate System Model Version 4. **Journal of Climate**, v.24, p.4973-4991, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI4083.1>, 2011.
- JOETZJER, E. et al. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3. **Climate Dynamics**, v.41, n.11-12, p.2921-2936, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-012-1644-1>, 2013.

JONES C.D. et al. The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. **Geoscientific Model Development**, v.4, n.3, p.543-570, DOI: <http://www.geosci-model-dev.net/4/543/2011/>, 2011.

MARENGO, J. A. et al. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v.38, n.12, p.1-5, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL047436>, 2011.

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, Sao Francisco and the Parana River basins. **Climate Dynamics**, v.23, p.1-20, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-011-1155-5>, 2011a.

MARENGO J. A. et al., Extreme climatic events in the Amazon basin: Climatological and hydrological context of recent floods. **Theoretical and Applied Climatology**, v.107, n.1-2, p.73-85, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-011-0465-1>, 2012.

MARSLAND, S. J. et al. The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. **Ocean Modelling**, v.5, n.2, p.91-127, DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/S1463-5003\(02\)00015-X](http://dx.doi.org/10.1016/S1463-5003(02)00015-X), 2003.

MARTI, O. et al. Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. **Climate Dynamics**, v.34, n.1, p.1-26, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0640-6>, 2010.

MARTIN, G. M. et al. The HadGEM2 family of met office unified model climate configurations. **Geoscientific Model Development**, v.4, n.3, p.723-757, DOI: <http://www.geosci-model-dev.net/4/723/2011/>, 2011.

NEW, M. et al. Representing twentieth century space-time climate variability. Part I: development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. **Journal of Climate**, v.12, p.829-856, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0829:RTCSTC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0829:RTCSTC>2.0.CO;2), 1999.

NEW, M et al. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. **Journal of Climate**, v.13, p.2217-2238, DOI: [10.1175/1520-0442\(2000\)013<2217:RTCSTC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2217:RTCSTC>2.0.CO;2), 2000.

MARTINS, G. et al. Impact of Sea Surface Temperature on moisture transport and Amazon precipitation in CMIP5 simulations. In: 4th iLEAPS Science Conference: Terrestrial ecosystems, atmosphere, and people in the Earth System, 4, 2014, Nanjing. **Abstract...**, Integrated Land Ecosystem - Atmosphere Processess Study, 2001.

RADDATZ, T. et al. Will the tropical land biosphere dominate the climate-carbon cycle feedback during the twenty-first century? **Climate Dynamics**, v.29, n.6, p.565-74, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-007-0247-8>, 2007.

RIAH, K. Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization. **Technological Forecasting and Social Change**, v.74, n.7, p.887-935, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.techfore.2006.05.026>, 2007.

RONCHAI 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, DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.815>, 2002.

SCHMIDT, G. A. et al. Present-day atmospheric simulations using GISS Model-E: comparison to in situ, satellite, and reanalysis data. **Journal of Climate**, v.19, n.2, p.153-192, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3612.1>, 2006.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. Cloud and rain processes in biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, p.39-1-39018, DOI: 10.1029/2001JD000335, 2002.

SILVEIRA, C. S. et al. Avaliação de desempenho dos modelos do CMIP5 quanto à representação dos padrões de variação da precipitação no século XX sobre a região Nordeste do Brasil, Amazônia e bacia do Prata e análise das projeções para o cenário RCP8.5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.3, p.317-330, DOI: 10.1590/S0102-77862013000300008, 2013.

TAYLOR, K. E. et al. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.93, p.485-498, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000335>, 2012.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v.38, n.1, p.55-94, 1948.

VAN VUUREN, D. P. et al. The Representative Concentration Pathways: An Overview. **Climatic Change**, v.109, n.1-2, p.5-31, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>, 2011.

VOLODIN, E. et al. Simulating present-day climate with the INMCM4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations. **Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics**, v.46, n.4, p.414-431, DOI: <http://dx.doi.org/10.1134/S000143381004002X>, 2010.

YIN, L. et al. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v.41, n.11-12, p.3127-3143, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-012-1582-y>, 2013.

YOON J.H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. **Climate Dynamics**, v.34, n.2-3, p.249-264, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0551-6>, 2010.

Data de submissão: 24.02.2014

Data de aceite: 16.06.2015

License information: This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.