

PROJEÇÕES DE DESCARGAS EXTREMAS SOB IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA REGIÃO AMAZÔNICA

Projections of Extreme Streamflows under Climate Change Scenarios in Amazonia

**Lucas Garofolo Lopes, Daniel Andrés Rodriguez, José Lazaro Siqueira Júnior
& Guilherme Samprogná Mohor**

**Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Centro de Ciências do Sistema Terrestre – CCST**

Rod. Dutra km 39 – 12630 – Cachoeira Paulista – SP – Brasil
{lucas.garofolo, daniel.andres}@inpe.br, {joselazarosiqueira, guisamor}@gmail.com

*Recebido em 30 de Outubro, 2015/ Aceito em 12 de Dezembro, 2016
Received on October 30, 2015/ Accepted on December 12, 2016*

RESUMO

Eventos hidroclimáticos extremos tem se tornado cada vez mais recorrente nas últimas décadas na região da Bacia Amazônica. O relatório do IPCC ainda concorda com uma tendência de incremento na frequência e intensidade de eventos extremos, como cheias e inundações, causando danos financeiros e socioeconômicos. Neste contexto, foi desenvolvidas análises de séries descargas máximas sob o impacto das mudanças climáticas na região Amazônica. As projeções obtidas mostram, em geral, o decréscimo das vazões máximas anuais mais recorrentes, enquanto que eventos de descargas mais extremas ficam mais severos até o final do século. A duração média das cheias também apresenta diminuição de seus valores. Este estudo permite uma avaliação dos riscos dos impactos climáticos futuros na Calha Sul Amazônica e Bacia do Rio Tocantins, focando na redução da vulnerabilidade da população.

Palavras-chave: Eventos Extremos, Modelagem Hidrológica, Bacia Amazônica, MHD-INPE.

ABSTRACT

Extreme hydro-climatic events has become increasingly recurrent in recent decades in the Amazon Basin region. The IPCC report also agrees with a tendency to increase in frequency and intensity of extreme floods, causing financial and socioeconomic damage. This work assesses an statistical study of maxima discharges under climate changes scenarios in the Amazonian Region. Results show, in general, the decrease of annual maxima discharges with lower recurrence time, while more extreme discharge, associated to events with higher time recurrence are more severe by the end of the century. The average duration of floods also decreases in future projections. This study allows for a risk assessment of future climate change impacts in the Amazon and Tocantins basins, focusing on reducing the vulnerability of the population

Keywords: Extreme Events, Hydrologic Modelling, Amazon Basin, MHD-INPE.

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas é foco de diversos estudos devido a sua magnitude e importância para o ecossistema global e regional, incluindo uma ampla variedade de solos, domínios geológicos e diferentes regimes climáticos que determinam um contraste nos regimes hidrológicos (MOLINIER *et al.*, 1994). Pesquisas de mudanças climáticas têm analisado tendências futuras de variáveis hidrológicas em toda a extensão da bacia Amazônica, mensurando suas forças não só nos ecossistemas, como também nas atividades humanas e econômicas (SIQUEIRA JUNIOR *et al.*, 2015, MOHOR *et al.*, 2015, MARENGO *et al.*, 2011, HADDAD *et al.*, 2009).

Estudos recentes indicam que a variabilidade climática caracteriza as variações no regime hidrológico da Bacia do Rio Amazonas, mostrando oscilações interanuais e interdecadais em escala regional (ESPINOZA *et al.*, 2011, RONCHAIL *et al.*, 2006, MARENGO 2009, MARENGO *et al.*, 2015) e destacando uma bacia hidrográfica sensível a mudanças em seu regime hidrológico quando exposta a condições climáticas extremas (ZENG *et al.*, 2008, LABAT *et al.*, 2004, GRIMM 2011). Desta forma, os diferentes regimes de precipitação entre a calha norte e sul Amazônica influenciam o comportamento diferenciado nas vazões (ESPINOZA *et al.*, 2009a, 2009b).

Recentemente, Chou *et al.* (2014) utilizando dados de dois modelos climáticos globais junto ao modelo climático regional Eta-INPE mostraram, no geral, uma tendência de redução da quantidade de precipitações extremas na região Amazônica utilizando cenários RCP 4.5 e 8.5 do CMIP5 (IPCC, 2013). Em contrapartida, Marengo *et al.* (2009), utilizando projeções do modelo regional HadRM3P sob o cenário A2 do CMIP3 (IPCC, 2007) indicam tendências negativas no número de dias com precipitação, porém, um aumento na frequência e na intensidade de extremos de chuva, estando também de acordo com resultados obtidos por Tebaldi *et al.* (2006).

Projeções climáticas carregam incertezas inerentes aos cenários de emissões de Gases de Efeito Estufa e aos modelos utilizados, sendo sua avaliação um dos principais desafios da comunidade científica, para a determinação dos potenciais impactos (BOULANDER *et*

al., 2006, SALATI *et al.*, 2009). Utilizando 12 projeções climáticas até meados do século 21 sob as projeções dos cenários SRES A1B, Milly *et al.* (2005) indicam uma diminuição de até 10% das vazões na Calha Norte do Amazonas contrastando com uma variação de aumento entre 10 e 40% na parte ocidental da Amazônia. Pesquisas focadas na Calha Sul Amazônica mostram uma diminuição da precipitação anual associada ao aumento da evapotranspiração, ocasionando uma queda nos valores médios e mínimos de vazões (GUIMBERTEAU *et al.*, 2013) enquanto outras simulam um aumento de 5% nas descargas até o final do século (NOHARA, 2006). Siqueira Júnior *et al.* (2015), utilizando diferentes projeções do *Representative Concentration Pathways* (RCP), 4.5 e do 4 membros do *Hadley Center Coupled Model* sob as projeções SRES A1B sugerem estiagens mais intensas até o final do século XXI na bacia do Rio Madeira, mesmo quando a conversão de floresta para pastagem é inclusa à análise. Também Mohor *et al.* (2015) apresentam uma diminuição no potencial de produção hidroelétrico na Bacia do Rio Tapajós, associado não apenas com a variação das precipitações médias, mas também com sua distribuição sazonal.

A Bacia do Amazonas também é foco de estudos relacionados a eventos extremos de cheias, visto que, cenários de mudanças climáticas mostram uma maior frequência e intensidade desses eventos (SENEVIRATNE *et al.*, 2012). Os danos causados por eventos extremos afetam populações ribeirinhas, em ambas as regiões, rurais e urbanas, os transportes comercial, produção agrícola, pecuária e também a pesca (BORMA *et al.*, 2013). Informações obtidas através de relatórios do Sistema Integrado de Informações sobre Desastre – S2ID (<http://s2id.mi.gov.br>) constam que mais de 1200 famílias ficaram em estado de risco, sendo então, transportadas para abrigos improvisados, na cidade de Altamira, no Estado do Pará, numa enchente em 2012. Na cidade de Tucuruí, também no Pará, porém, banhada pelas águas do Rio Tocantins-Araguaia, uma inundação em 2014 deixou mais de 2500 pessoas sem abrigos, além de afetar áreas de produção agrícola, pecuária e mineral. Também no ano de 2014, durante uma cheia extrema, a Secretária de Saúde do Estado de Rondônia informou que 11 Municípios foram afetados, deixando sete em

estado de alerta, três em emergência e a cidade de Porto Velho, em estado de calamidade. Durante os 10 primeiros dias do desastre, o número de afetados já ultrapassava a centena de milhares, causando danos também no tráfego entre as principais estradas do Estado, dificultando o resgate e auxílio à população afetada. Sendo assim, o estudo dos impactos hidrológicos associados às mudanças climáticas e tem um importante papel nas tomadas de decisão, auxiliando tomadores de decisão a avaliar vulnerabilidades e implementar políticas de adaptação, e, no intuito de alertar e prestar apoio a diferentes níveis de usuários, como produtores agrícolas e populações ribeirinhas (MARENGO *et al.*, 2013)

Neste estudo aplicamos o modelo hidrológico *MHD-INPE* (RODRIGUEZ, 2011; RODRIGUEZ & TOMASELLA, 2015; SIQUEIRA JÚNIOR *et al.*, 2015; MOHOR *et al.*, 2015) visando analisar as mudanças nas vazões para tempos de retorno de 2, 5, 10, 50 e 100 anos, sob efeito das mudanças climáticas, nas bacias da Calha Sul Amazônica e Tocantins-Araguaia. O modelo hidrológico foi alimentado com dados provenientes do modelo atmosférico regional *Eta-INPE* sob projeção do cenário de mudanças climáticas SRES-A1B e dados de 4 modelos climáticos globais coordenados pelo CMIP5 e utilizados no *Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas* (em inglês, IPCC – *International Panel of Climate Change*, 2013), utilizando a forçante radiativa 4,5W/s até o final do século. Assim, essa metodologia multi-modelos e representação variada de tendências futuras na bacia Amazônica e Tocantins, nos permite avaliar a dispersão nas projeções dos potenciais impactos das mudanças climáticas na ocorrência de vazões máximas extremas nas bacias analisadas.

A área de estudo em foco está detalhada na Seção 2, seguida da descrição dos dados utilizados e da metodologia aplicada na Seção 3. Os resultados são apresentados na Seção 4 e a Seção 5 está destinada à conclusão do trabalho.

2. ÁREA DE ESTUDO

A bacia do Rio Amazonas, com aproximadamente 7 milhões de quilômetros quadrados, é a maior bacia hidrográfica do mundo, estendendo-se por Brasil, Colômbia, Bolívia, Equador, Guiana, Venezuela e Peru. O clima predominante

na bacia é equatorial, quente e úmido, com média anual de temperatura entre 24° a 26°, com variação nos níveis de precipitação entre a Calha Sul e Norte. A região Norte apresenta um regime de chuva mais volumoso, podendo chegar a 3000 mm/ano mais a Noroeste e próximo ao delta Amazônico, iniciando a estação chuvosa no mês de Julho e seu término no mês de Agosto. Os níveis atingidos pela Calha Sul são em média 2000 mm/ano, decrescendo ao se aproximar da região Andina podendo chegar a 1000 mm/ano (ESPINOZA *et al.*, 2009). A estação chuvosa nas diferentes bacias da Calha Sul se inicia entre Setembro e Novembro, com final variando entre os meses de Março e Maio, e as vazões máximas acontecem entre Março e Maio (ESPINOZA *et al.*, 2009; MOLINIER *et al.*, 1994).

Devido à grande dimensão territorial da bacia e à variação nos períodos chuvosos e estações secas entre a parte norte e a parte sul, a calha principal fica sujeita a variações nos níveis hidrométricos, em anos normais, em tempos diferentes (TOMASELLA *et al.*, 2010). Como consequência do aquecimento anômalo do Atlântico Tropical Norte, a Calha Sul do Amazonas, foco deste trabalho, é afetada por reduções nas chuvas, sendo esse o principal fenômeno responsável pelas secas de 1963 e 2005 (MARENGO *et al.*, 2008; TOMASELLA *et al.*, 2010). Dentre as sub-bacias centro-sul do Amazonas, são estudadas as bacias do Rio Madeira, Rio Tapajós e Rio Xingu. Também é incluída nestas análises a bacia do Araguaia-Tocantins, mais a leste (Figura 1).

A bacia Rio Madeira, com vazão média de aproximadamente 31,704 m³s⁻¹, corresponde cerca de 15% das descargas do Amazonas, sendo um dos mais importantes tributários da calha principal. Possui uma área de drenagem de aproximadamente 1,420,000 km², dividindo-se entre Bolívia (51%), Brasil (42%) e Peru (7%). A pluviosidade média da bacia é de 1.940 mm/ano. (MOLINIER *et al.*, 1994; LEGATES & WILLMOT, 1990).

A bacia do Rio Tapajós, mais a leste do Rio Madeira, também compõe a calha sul. Estendendo-se por Mato Grosso e Pará, possui área de drenagem de aproximadamente 493.00 km², correspondendo a 12,8% da totalidade da Bacia do Rio Amazonas. A precipitação na bacia é elevada, sua época chuvosa acontece entre Outubro e Abril, atingindo valores entre 1800 e 2300 mm/ano.

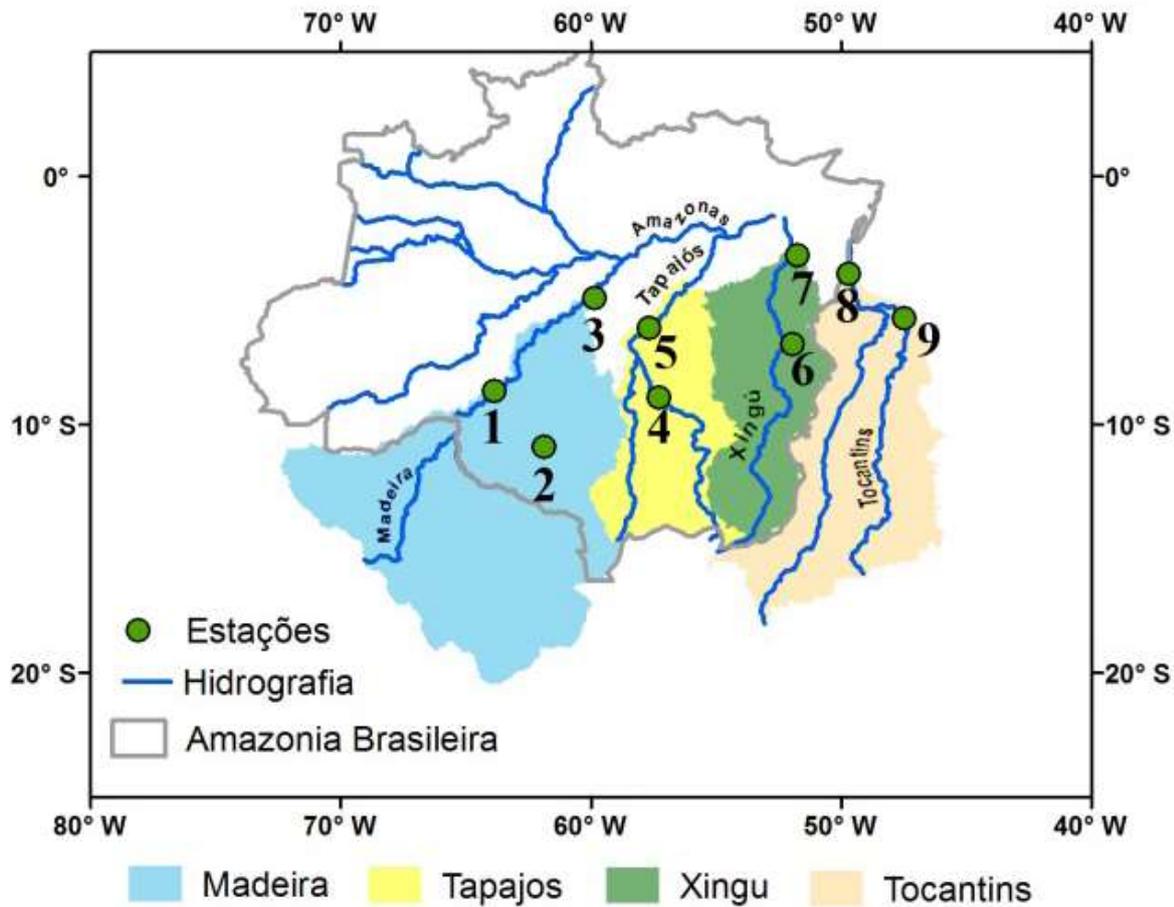


Fig. 1 - Sub-bacias amazônicas localizadas na Calha Sul, incluindo o Tocantins-Araguaia

A bacia do Rio Xingu, com área de drenagem de 531.000 km², está localizada no extremo leste da calha sul amazônica. Com clima equatorial, predominante da bacia amazônica, a temperatura média diária varia de 24° a 28° graus, em toda extensão da bacia. O período de chuva acontece de Dezembro a Maio e o período seco de Junho a Setembro, atingindo uma média anual de precipitação de 1500 a 2500 mm.

Por fim, Bacia do Rio Tocantins está localizada a leste da Bacia Amazônica, não fazendo parte desta. A bacia integra os rios Tocantins e Araguaia, com uma área de drenagem de aproximadamente 760.000 km². Ela se estende pelos Estados de Goiás, Tocantins, Maranhão e Pará, onde está localizado seu exutório, sendo a maior bacia localizada inteiramente dentro do território Brasileiro. O regime de chuvas é sazonal, com estações chuvosas ocorrendo entre Outubro e Abril, e a vazão média anual no exutório é de 13.598 m³s⁻¹

As análises foram feitas para as estações de Porto Velho, Ji-Paraná e Fazenda Vista Alegre,

localizadas mais a Oeste, Sul e no exutório da bacia do Rio Madeira, respectivamente. Na bacia do Rio Tapajós foram analisadas as estações de Fortaleza, a jusante, e Santa Rosa, a montante. Mais a Leste, as estações utilizadas na bacia do rio Xingu foram UHE São Félix e UHE Belo Monte, em seu exutório. Na bacia do Rio Tocantins-Araguaia, vizinha Leste da bacia Amazônica, foram utilizadas as estações de Serra Quebrada e a estação mais a jusante, Tucuruí (Tabela 1).

3. MATERIAL E MÉTODOS

Para análise das descargas máximas sob impactos das mudanças climáticas globais, algumas etapas foram estabelecidas, tais como a modelagem hidrológica das sub-bacias hidrográficas e aplicação das projeções de mudanças climáticas junto ao modelo escolhido. Posteriormente, as metodologias estatísticas utilizadas possibilitaram o estudo dos impactos das mudanças climáticas nas descargas máximas nas sub-bacias.

Tabela 1: Localização das estações nas sub-bacias analisadas e a numeração referente a Figura 1.

Bacia	Estação	Número
Rio Madeira	Porto Velho	1
	Ji-Paraná	2
	Fazenda Vista Alegre	3
Rio Tapajós	Santa Rosa	4
	Fortaleza	5
Rio Xingu	UHE São Félix	6
	Belo Monte	7
Rio Tocantins	Serra Quebrada	8
	Tucuruí	9

3.1 Dados observados

Os dados meteorológicos observados utilizados na elaboração deste trabalho foram obtidos da base de dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET e dos Serviços Nacionais de Meteorologia e Hidrologia (SENAMHI) do Peru e Bolívia. As informações sobre as estações fluviométricas das bacias foram obtidas da Agência Nacional de Águas – ANA.

3.2 Projeções de mudanças climáticas

Projeções do clima futuro desenvolvidas com diferentes modelos climáticos globais considerados no CMIP5 e com o modelo atmosférico regional Eta-INPE foram utilizadas para alimentar o Modelo Hidrológico Distribuído, MHD-INPE, no período histórico (1970-1990) e futuro (2011-2100). Os modelos escolhidos possuem uma boa avaliação na representação das características principais da climatologia na América do Sul (SILVEIRA *et al.*, 2013, CHOU *et al.*, 2011, CHOU *et al.*, 2014a).

O modelo atmosférico regional Eta-INPE é utilizado operacionalmente no CPTEC/INPE desde 1997 para o prognóstico de tempo (CHOU, 1996). Com base neste modelo foi desenvolvida uma versão para uso em estudos de mudanças climáticas que requerem integrações de longo prazo (PESQUERO *et al.*, 2009; MARENGO *et al.*, 2012). Neste trabalho foram utilizadas informações dos downscaling dinâmico de quatro membros do modelo HADCM3 do *Hadley*

Center Coupled Model (CHOU *et al.*, 2011), aqui denominados como: Eta-CTL, M1, M2, M3, sendo um membro sem perturbações, baixa, média e alta perturbação, respectivamente. Os diferentes membros das projeções do HADCM3 foram realizados considerando um cenário SRES A1B (IPCC, 2007) e utilizando perturbações nos parâmetros mais sensíveis (GORDON *et al.*, 2000; COLLINS *et al.*, 2001; POPE *et al.*, 2000). Maiores detalhes sobre a aplicação desta técnica e o desenvolvimento dos membros são encontrados em Chou *et al.* (2011).

As projeções dos modelos climáticos globais utilizadas foram escolhidas entre os modelos utilizados pelo CMIP5 (IPCC, 2013) no *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC). Para o estudo foram utilizadas projeções climáticas provenientes dos modelos: MIROC (WATANABE, 2010), CSIRO-MK 3.6.0 (COLLIER *et al.*, 2011), IPSL-CM5B (DUFRESNE *et al.*, 2011) e HadGEM2 (COLLINS *et al.*, 2011).

Foi considerado o cenário RCP4.5, que consiste na estabilização da forçante radiativa em 4,5 W/m² no ano 2100, considerado um cenário de mitigação das emissões mediano (THOMSON *et al.*, 2011).

Foram aplicadas correções de erros sistemáticos nos campos de precipitação simulados pelos modelos atmosféricos, utilizando dados observados no período de 1970 a 1990. A correção dos dados de precipitação foi realizada utilizando a Transformação Q-Q proposta por Bárdossy & Pegram (2011) e para as variáveis meteorológicas (temperatura a 2 metros, radiação de onda curta, pressão, ponto de orvalho, velocidade do vento) foi utilizada a metodologia “Escalamento Linear” como descrita em TEUTSCHBEIN & SEIBERT, 2013; LENDERINK *et al.*, 2007. As informações de descargas nas estações fluviométricas no mesmo período simulado permitem avaliar e validar as séries de vazões geradas pelo modelo hidrológico no tempo presente.

3.3 Modelo MHD- INPE – Modelo Hidrológico Distribuído

A parametrização do Modelo Hidrológico Distribuído desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (RODRIGUEZ, 2011; RODRIGUEZ & TOMASELLA, 2015; SIQUEIRA JÚNIOR *et al.*, 2015; MOHOR *et*

al., 2015) combina a formulação probabilística de distribuição de colunas de água nos pontos de grade como no modelo Xinanjiang (ZHAO & LIU, 1995) com os princípios de auto-organização que regem a recarga e distribuição de água no solo utilizados no TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979) para simular resposta hidrológica.

A bacia é subdividida em células regulares de 20 km x 20 km, comunicadas por canais de drenagem representando a rede de drenagem da mesma. Cada célula está dividida em unidades de resposta hidrológica uniforme (HRU), que resultam da combinação da vegetação, do tipo do solo e do uso da terra. Os dados de uso e mudança da terra foram obtidos de Leite *et al* (2010), apresentando uma base de dados de mudanças no uso do solo na Amazônia, juntamente com dados de vegetação do mapa PROVEG-INPE (SESTINI *et al.*, 2002). A informação dos tipos do solo utilizada provém do mapa SOTERLAC/ISRIC (DIJKSHOORN *et al.*, 2005), sendo uma integração de vários mapas: SOTER, EMBRAPA (EMBRAPA, 1981), RadamBrasil (Brasil, 1982) e do ZONISIG (ZONISIG, 1997), resultando numa base de dados com 13 tipos de solo.

3.4 Calibração e validação

A calibração do MHD-INPE é realizada para cada uma das bacias, utilizando o método de calibração automático SCE-UA (Shuffled Complex Evolution – University of Arizona) (DUAN *et al.*, 1994), de acordo com os pontos fluviométricos disponíveis, utilizando dados observados no período de 1970 a 1990. Como medidores de efeito da calibração, são utilizados os indicadores: eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) (KRAUSE, BOYLE & BÄSE, 2005) (Eq. 1) e o erro de volume relativo (ΔV) (Eq. 2), onde P_i e O_i indicam a vazão diária simulada e observada, respectivamente, e n é o número de dias. Ajustados a partir das vazões observadas, estes índices são calculados em comparação à vazão simulada, ambas em valores diários.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2} \quad (1)$$

$$\Delta V = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n O_i} - 1 \quad (2)$$

A obtenção de séries de descargas máximas anuais sob o efeito das mudanças climáticas é baseado na aplicação do modelo hidrológico alimentado pelas projeções de variáveis meteorológicas obtidas de diferentes modelos climáticos. Os modelos climáticos procuram reproduzir a variabilidade climática em termos estatísticos. Por este motivo a avaliação da sua performance é realizada, por exemplo, através do comportamento médio de variáveis do sistema climático e a frequência de ocorrência de fenômenos como o ENSO. Este fato limita a validação clássica dos modelos hidrológicos através de coeficientes de performance que comparam as séries observadas e simuladas a cada passo de tempo.

Desta forma, a validação dos experimentos de simulação hidrológica para o período histórico deve ser realizada utilizando também descritores estatísticos das séries de vazões (SIQUEIRA JÚNIOR *et al.*, 2015, MOHOR *et al.*, 2015). Este tipo de descrição pode ser obtida a partir das Curvas de Duração de Vazões (CDV). As CDVs contêm informação da dinâmica da bacia numa forma holística (CASTELLARIN *et al.*, 2013) descrevendo a resposta hidrológica da bacia. Neste estudo, são utilizados descritores estatísticos das CDVs para avaliar a performance dos experimentos. Os descritores estatísticos aqui usados (Tabela 2) avaliam a variabilidade sazonal das descargas, descritor Sazonal; a inclinação do trecho médio da CDV, QSM; e a variabilidade nos segmentos das vazões máximas da CDV, MWH; e no segmento das vazões mínimas, MWL (LEY *et al.*, 2011). Q indica as vazões diárias, H é o número de dias com vazões com probabilidade de excedência menor de 5% e L é o número de dias com vazões com probabilidade de excedência entre 70% a 95%. A vazão média do período de cheias é denominada médiaCheia, enquanto que aquela do período de estiagem é denominada médiaSeca. *Média* representa o valor médio da série de vazões, enquanto que $quantil_{0.8}$ e $quantil_{0.2}$ representam as vazões com 80% e 20% de probabilidade de excedência respectivamente.

3.5 Análise estatística de extremos e testes de tendências

Para cada experimento foram selecionadas as descargas máximas anuais e ajustada uma função Generalizada de Valores Extremos (GEV)

(MISES, 1936; JENKINSON, 1995), no período histórico e nas projeções futuras. Também foram utilizadas as séries observadas de máximos anuais (MLT) em cada estação para verificação do comportamento das simulações no período histórico. O tempo de recorrência de um evento hidrológico é o inverso da probabilidade de ocorrência, sendo TR (tempo de recorrência) = $1 - 1/F$, sendo F a frequência acumulada obtida através do ajuste da GEV. É importante salientar que as amostras analisadas foram obtidas em períodos de 30 anos, logo, os valores obtidos para vazões associadas a tempos de retornos de 50 e 100 anos equivalem a uma extrapolação das distribuições de frequências utilizadas.

Tabela 2: Descritores de CDVs utilizados para validação do modelo hidrológico MHD.

Descritor	Descrição	Equação
Sazonal	Diferença entre os períodos sazonais de cheia e seca.	$sazonal = \frac{médiaCheia - médiaSeca}{média}$
QSM	Indica a variabilidade média dos coeficientes de vazão.	$QSM = \frac{quantil\ 0,8 - quantil\ 0,2}{média}$
MWH	Segmentos de vazões máximas que indica a resposta hidrológica para altos índices pluviométricos.	$MWH = \frac{\sum_{h=1}^h Qh}{H}$
MWL	Segmentos de vazões mínimas que indica a resposta hidrológica para baixos índices pluviométricos.	$MWL = \frac{\sum_{l=1}^l Ql}{L}$

Para verificar a aplicabilidade da GEV em cada série de valores máximos anuais projetados, foi analisada a existência de tendências e saltos nas mesmas. A metodologia de Mann-Kendall (MANN, 1954, KENDALL, 1975) foi utilizada para a verificação de tendências monotônicas, enquanto que o teste de Pettitt (PETTITT, 1979) foi aplicado para verificar a existências de saltos na média das séries. Em relação ao teste de Mann-Kendall a H_0 é que as observações da série são independentes e identicamente distribuídas, ou seja, não há tendência, enquanto que a H_1 (hipótese alternativa) é a existência de uma tendência monotônica no tempo. Para o teste de Pettitt, a H_0 é a não existência

de mudanças bruscas na série temporal, enquanto que a H_1 é a existência de saltos na série temporal. Ambas as metodologias presumem que não existe uma correlação nos registros de escoamento superficial para quais as hipóteses estão sendo testadas, sendo esta suposição razoável para o tipo de dados aqui utilizado (HAAN, 1977). As séries de máximos anuais para as quais a hipótese nula (H_0) em algum dos dois testes foi rejeitada, foram retirados das análises.

Além do valor máximo anual, o comportamento dos eventos extremos foi analisado considerando a Duração das Cheias, ou seja, o número de dias em que o valor de vazão se encontra sobre determinado limiar. O limiar para definir a duração das cheias é a soma das médias anuais máximas e o desvio padrão da amostra, como sugere o Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Os impactos e danos socioambientais de cheias dependem de quão alto se mantém o nível dos rios, como sugere Marengo *et al.* (2013).

4. RESULTADOS

Nesta seção os resultados obtidos através da calibração e validação do MD-INPE e a análise de tendências e saltos na média possibilitaram uma análise das vazões máximas por tempo de recorrência no período histórico e projeções futuras de 2041 a 2100. Além disso, o comportamento das vazões máximas foi analisado utilizando também a Duração das cheias para o mesmo período

4.1 Calibração e validação do MHD-INPE

O modelo apresenta uma boa performance na representação das séries de vazões históricas observadas nas estações de interesse (Tabela 3). Os valores do coeficiente NSE atingiram valores acima de 0.7. Também o erro volumétrico se manteve num valor absoluto menor de 20%.

Para validar as simulações do período histórico, a Figura 2 apresenta uma comparação dos indicadores estatísticos da CDV das vazões diárias do modelo MHD utilizando dados observados como entrada, QS, e vazões diárias simuladas pelos modelos atmosféricos, QScim, no período de 1970 a 1990 para todas as estações. No geral, os indicadores apontam uma estreita aproximação entre os experimentos nas estações, mantendo os valores análogos aos obtidos pelo experimento utilizando dados observados,

inclusive no caso das vazões extremas, máximas e mínimas (Figura 2.a e Figura 2.b), que não mostraram grandes dispersões entre experimentos. Maiores disparidades entre os experimentos são encontradas nas estações da bacia do Rio Xingu nos indicadores de sazonalidade e inclinação do segmento médio (Figura 2.c e Figura 2.d, respectivamente). Em ambos os casos os experimentos que utilizam dados dos modelos climáticos subestimam a variabilidade obtida a partir de dados observados.

4.2 Análise de tendências e saltos na média

Através das análises de tendências e saltos na média, Teste de Mann-Kendall e Teste de Pettitt, respectivamente, pode-se perceber, no geral, uma grande quantidade de experimentos que rejeitaram a H_0 em pelo menos um dos testes, considerando um limiar de significância de 5% (Quadro 1). Os experimentos que utilizam projeções do modelo CSIRO-MK3 obtiveram o menor número de rejeições, só ocorrendo na

bacia de Tocantins. As séries de máximos anuais para as quais a hipótese nula (H_0) em algum dos dois testes foi rejeitada, foram retiradas das análises GEV.

Tabela 3 : Ajustes obtidos pelo modelo MHD-INPE nas bacias do Rio Madeira, Tapajós, Xingu e Tocantins

Bacia	Estação	NSE	ΔV
Madeira	Fazenda Vista Alegre	0.87	-0.4%
	Ji-Paraná	0.79	-5.2%
	Porto Velho	0.83	3.5%
Tapajós	Santa Rosa	0.90	14.60%
	Fortaleza	0.89	-6.98%
Xingu	UHE São Félix	0.87	11.02%
	Belo Monte	0.88	19.03%
Tocantins	Serra Quebrada	0.74	2.0%
	Tucuruí	0.70	2.0%

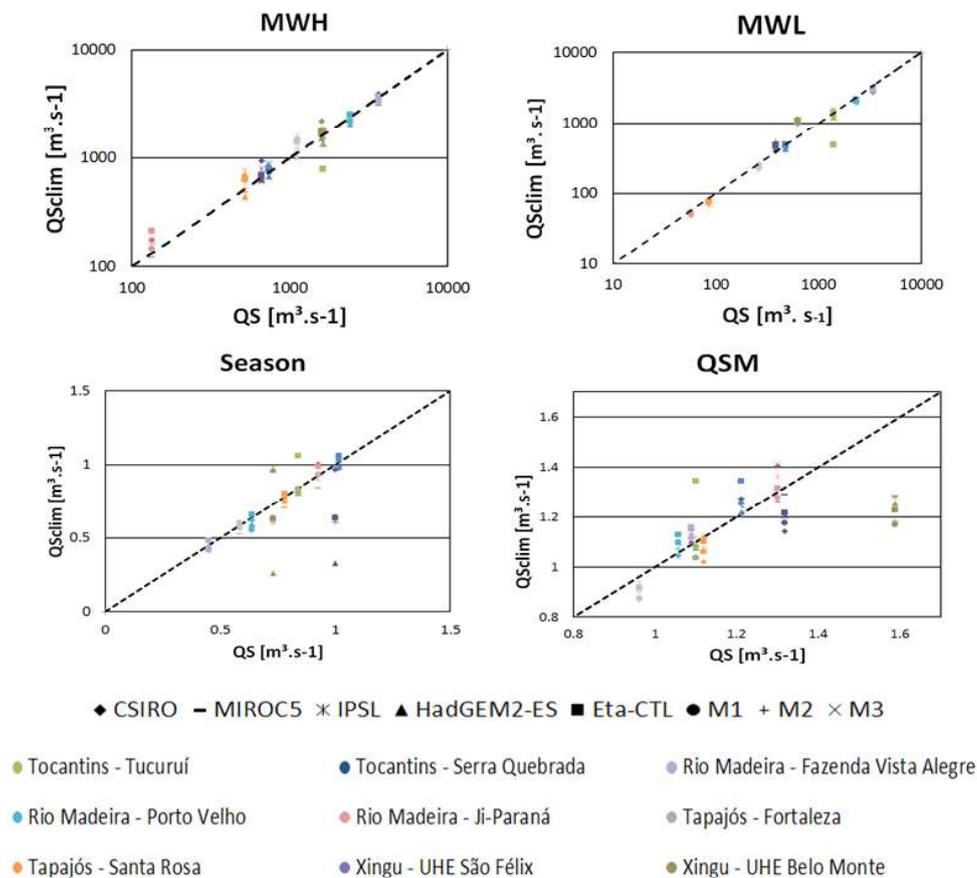


Fig. 2 - Comparação entre simulação com dados de modelos atmosféricos (QScim) e dados observados (QS) da CDV para todas as estações analisadas. a. segmento de vazões máximas, MWH; b. segmento de vazões mínimas, MWL.; c. Diferenças sazonais das séries de vazão, SEASON e d. inclinação da CDV nos valores médios, QSM. Experimentos são representados pelo mesmo marcador e estações são representadas pelas mesmas cores.

4.3 Estimativa das descargas máximas extre-mas no período histórico

Os resultados das simulações geradas para o período histórico com base nos modelos atmosféricos apresentaram, em geral, vazões superiores às obtidas a partir da série de descargas observadas (Figura 3). Os experimentos utilizando dados dos modelos globais MIROC5 e HadGEM2 apresentaram valores análogos às observações em metade das estações analisadas.

A dispersão das vazões máximas entre experimentos aumenta gradativamente com tempos de recorrência menos frequentes, tendo, em geral, os experimentos alimentados por dados do modelo climático CSIRO-MK3 o maior incremento das vazões por tempo de recorrência (Figura 3).

Na estação Belo Monte, na bacia do Rio Xingu, essa variabilidade é menor, apresentando em geral valores próximos à observação principalmente para tempos de recorrência acima de 50 anos. Em geral, as vazões máximas são sobrestimadas pelos experimentos nas diferentes estações analisadas. Apenas na estação UHE São Félix, na bacia do Tocantins, a maioria dos experimentos apresentam uma subestimativa das descargas máximas.

4.4 Projeções das descargas máximas extremas

O Quadro 2 apresenta os percentuais de diferença nas vazões máximas por tempo de recorrência para as projeções de 2041 a 2070 e 2071 a 2100 subtraindo pelo tempo de recorrência do período presente de cada experimento. De modo geral, tempos de retorno menores, ou seja, mais frequentes, mostram um decréscimo das vazões máximas em relação ao presente em ambos os períodos estudados. No período de 2041 a 2070, um comportamento oposto ocorre com os tempos de retorno menos frequentes, mostrando alto incremento nos valores de descargas máximas. Porém, ao final do século, ocorre um decréscimo das vazões máximas menos frequentes, diminuindo a dispersão entre os tempos de retorno de cada experimento.

Nas figuras 4.a e 4.b são apresentadas as

projeções de descargas máximas para os períodos 2041-2070 e 2070-2100, respetivamente.

As faixas sombreadas em cada estação de ambas Figuras 4.a e 4.b apresentam a variabilidade encontrada nas simulações do período histórico, 1970 a 1990, utilizado como referência nas análises da mudança.

Em geral, a partir da metade do século os experimentos apresentaram um incremento nas vazões menos frequentes e, um leve decréscimo das vazões mais recorrentes. Em grande parte das estações, as vazões com até 10 anos de tempo de recorrência se mantem dentro da variabilidade observada no período histórico. Por exemplo, experimentos que utilizam as projeções do modelo MIROC5, apresentam vazões máximas dentro do intervalo de dispersão verificada no período histórico, enquanto os modelos CSIRO-MK3 e IPSL apresentam incrementos das vazões máximas acima do range verificado no período histórico, inclusive as menos frequentes. Na estação de Belo Monte, na bacia do Rio Xingu, as projeções se encontram em geral dentro do espectro de dispersão observado no período histórico, enquanto que na estação UHE São Félix, na mesma bacia, algumas das projeções mostram valores menores que os verificados no período histórico.

A dispersão entre os experimentos apresentada no final do século se mostra maior que no período presente, aumentando as incertezas sobre os cenários futuros de mudanças climáticas. Para este período, os experimentos apresentam, em geral, decréscimo nas vazões mais frequentes. Apenas em algumas estações se observam vazões que superam a faixa de dispersão do período histórico.

4.5 Duração das cheias

As simulações da duração média das cheias no período histórico também apresentam dispersão entre os diferentes experimentos (Figura 5). Em geral, os valores estimados são próximos ou menores que os observados, com poucas estações apresentando superestimativa das durações em alguns experimentos. A dispersão entre os resultados dos experimentos aumenta nos períodos futuros, apresentando, em geral, diminuições na duração média das cheias.

Quadro 1 : P-values obtidos da aplicação do teste de tendência monotônica Mann-Kendall e de salto na média Pettitt. Valores em Vermelho indicam rejeição da H_0 para uma significância de 5%

Bacia	Estação	Período	CSIRO-MK3		HADGEM2-ES		IPSL-CMSA		MIROC5		ETA-CTL		HIGH		LOW		MED	
			Mann-Kendall	Pettitt														
Madeira	Fazenda Vista Alegre	1970-1990	0.26	0.34	0.94	0.62	0.73	0.47	0.02	0.07	0.78	0.52	0.44	0.67	0.62	0.26	0.14	0.09
		2041-2070	0.15	0.16	0.12	0.25	0.21	0.18	0.03	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.28	0.20	0.05	0.01
		2071-2100	0.38	0.28	0.00	0.02	0.03	0.07	0.62	0.42	0.90	0.37	0.23	0.13	0.77	0.22	0.48	0.17
	Ji-Paraná	1970-1990	0.44	0.26	0.33	0.47	0.33	0.20	0.67	0.81	0.89	0.57	0.53	0.38	0.67	0.43	0.29	0.20
		2041-2070	0.89	0.46	0.10	0.14	0.28	0.18	0.16	0.21	0.03	0.01	0.01	0.00	0.16	0.11	0.31	0.08
		2071-2100	0.32	0.22	0.01	0.03	0.24	0.26	0.80	0.37	0.30	0.13	0.12	0.01	0.65	0.14	0.59	0.35
Porto Velho	1970-1990	0.18	0.20	0.67	0.30	0.53	0.52	0.04	0.13	0.73	0.30	0.58	0.43	0.62	0.67	0.67	0.34	
	2041-2070	0.05	0.08	0.92	0.74	0.35	0.18	0.12	0.11	0.02	0.01	0.00	0.00	0.26	0.17	0.13	0.02	
	2071-2100	0.32	0.30	0.00	0.01	0.04	0.02	0.68	0.54	0.45	0.22	0.21	0.10	0.62	0.15	0.62	0.22	
Tapajós	Santa Rosa	1970-1990	0.36	0.30	0.53	0.15	0.29	0.20	0.07	0.01	0.23	0.13	0.12	0.17	0.16	0.15	0.44	0.17
		2041-2070	0.83	0.40	0.06	0.06	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.04	0.01	0.00
		2071-2100	0.93	0.37	0.04	0.04	0.26	0.42	0.93	0.26	0.06	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.12	0.10
	Fortaleza	1970-1990	0.78	0.38	0.99	0.20	0.08	0.09	0.68	0.02	0.40	0.23	0.01	0.11	0.03	0.17	0.62	0.26
		2041-2070	0.40	0.27	0.05	0.05	0.02	0.03	0.13	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.23	0.06	0.00	0.00
		2071-2100	0.74	0.35	0.07	0.03	0.18	0.35	0.04	0.17	0.07	0.05	0.03	0.01	0.23	0.01	0.17	0.26
Xingu	UHE São Félix	1970-1990	0.36	0.38	0.04	0.02	0.89	0.26	0.48	0.15	0.44	0.30	0.36	0.38	0.14	0.06	0.44	0.30
		2041-2070	0.13	0.14	0.86	0.64	0.71	0.54	0.21	0.17	0.24	0.39	0.13	0.08	0.31	0.10	0.01	0.01
		2071-2100	0.30	0.06	0.00	0.01	0.06	0.08	0.14	0.17	0.28	0.07	0.30	0.15	0.68	0.24	0.40	0.07
	Belo Monte	1970-1990	0.26	0.38	0.01	0.07	0.09	0.07	0.40	0.13	0.48	0.47	0.08	0.11	0.99	0.62	0.33	0.17
		2041-2070	0.23	0.25	0.31	0.40	0.13	0.18	0.07	0.12	0.06	0.11	0.02	0.01	0.24	0.10	0.26	0.03
		2071-2100	0.48	0.20	0.00	0.02	0.10	0.17	0.30	0.17	0.48	0.20	0.20	0.06	0.36	0.17	0.90	0.40
Tocantins	Serra Quebrada	1970-1990	0.01	0.15	0.05	0.06	0.23	0.26	0.89	0.38	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.86	0.80
		2041-2070	0.65	0.27	0.00	0.02	0.74	0.63	0.80	0.75	0.00	0.00	0.08	0.01	0.17	0.04	0.01	0.01
		2071-2100	0.28	0.11	0.04	0.04	0.77	0.62	0.14	0.13	0.01	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	0.24	0.11
	Tucuruí	1970-1990	0.01	0.04	0.00	0.01	0.99	0.52	0.78	0.20	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.65	0.25
		2041-2070	0.86	0.42	0.00	0.00	0.65	0.39	0.26	0.11	0.00	0.00	0.03	0.01	0.06	0.02	0.06	0.02
		2071-2100	0.23	0.14	0.00	0.02	0.53	0.37	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.07

GEV 1970-1990

— Observado
 — M3
 — CSIRO
 — MIROC5
 — M2
 — IPSL
 — ETA-CTL
 — M1
 — HadGEM

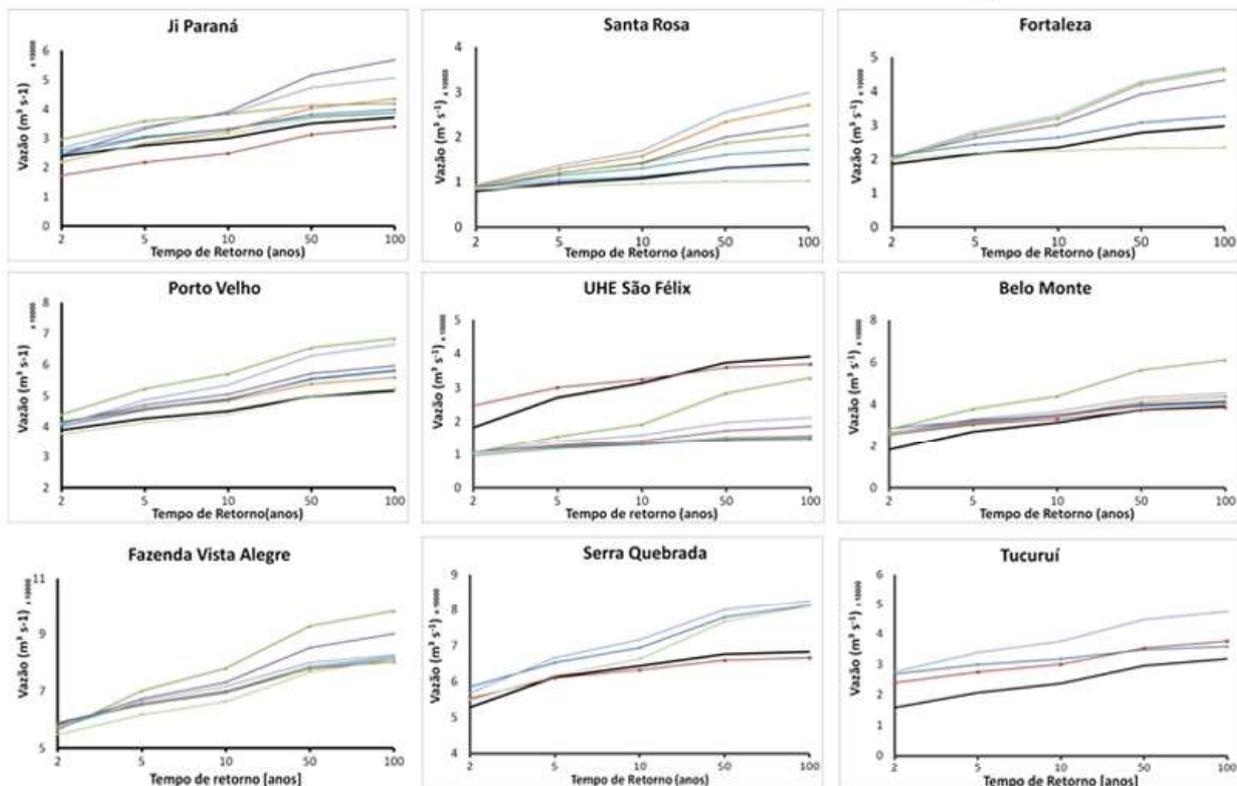


Fig. 3 – Vazões máximas, para diferentes tempos de retorno utilizando o método GEV, projetadas para estações na Calha Sul Amazônica no período 1970 a 1990, sem modelos que apresentaram tendências nos testes realizados.

Quadro 2 : Porcentagem de mudança das vazões obtidas para os períodos de 2041 a 2070 e 2071 a 2100 com o presente, 1970 a 1990, para os tempos de retorno estudados. Valores em vermelho apresentam decremento e valores em azuis apresentam incremento nas vazões máximas.

Bacia	Estação	Período	TR	CSIRO	HadGEM	IPSL	MIROC5	Eta-CTL	M1	M2	M3	
Madeira	Fazenda Vista Alegre	2041-2070	2	1.9	-12.2	4.3			-21.5			
			5	8.4	-11.7	13.6		-5.2				
			10	11.4	-12.5	18.7		7.8				
			50	16.2	-16.1	28.3		44.0				
			100	17.7	-18.1	31.9		63.0				
		2071-2100	2	-1.7			-7.7	-41.4	-29.4	-43.8	-42.8	
	5		0.7			2.3	-29.2	-16.4	-30.6	-18.4		
	10		2.0			10.0	-22.1	-6.3	-21.8	2.1		
	50		4.3			28.6	-7.9	20.9	-2.0	64.9		
			100	5.1			36.6	-2.4	34.7	6.8	101.5	
		Porto Velho	2041-2070	2	-2.8	-4.2	4.0	-1.4		-31.6		
	5			4.4	-5.0	8.3	7.8		-18.9			
10	8.3			-6.5	9.9	14.5		-10.5				
50	15.3			-11.5	11.8	28.6		8.6				
		100	17.8	-14.0	12.2	33.9		17.0				
	2071-2100	2	-10.1			-8.8	-8.8	-37.5	-18.3	-39.9		
5		-3.1			0.2	0.2	-30.7	-0.3	-26.0			
10		1.1			7.7	7.7	-26.9	11.4	-16.3			
50		9.4			25.4	25.4	-19.7	37.6	7.5			
		100	12.7			32.9	32.9	-17.0	49.1	18.8		
	Ji-Paraná	2041-2070	2	11.3	-16.7	13.0	9.5		-17.2	-52.4		
5			30.4	-10.9	23.4	13.7		0.5	-40.6			
10			46.6	-5.5	27.8	13.3		13.2	-29.8			
50			88.6	9.1	34.0	8.5		45.7	4.9			
		100	108.4	16.0	35.8	5.7		61.9	25.4			
	2071-2100	2	16.1		2.4	7.2	-58.8	-25.2	-54.8			
5		20.9		14.2	25.0	-53.2	-15.7	-43.9				
10		25.6		20.3	44.4	-48.0	-10.0	-35.8				
50		35.8		31.1	114.4	-32.0	2.0	-15.0				
		100	39.7		35.1	159.4	-23.1	7.1	-4.6			
Tapajós	Santa Rosa	2041-2070	2	-22.0	-20.5							
			5	-0.9	-8.0							
			10	11.0	-0.5							
			50	35.6	14.2							
			100	46.0	19.8							
		2071-2100	2	-30.8		20.8	-21.0			-84.1		
	5		-24.3		9.2	-16.4			-73.2			
	10		-22.0		0.9	-14.2			-63.2			
50	-19.8			-16.5	-10.7			-28.8				
		100	-19.5		-23.2	-9.6		-6.3				
	Fortaleza	2041-2070	2	-23.2					-47.6			
5			-3.3					-18.7				
10			8.6					3.3				
50			35.0					67.2				
		100	46.9				103.4					
	2071-2100	2	-33.7		19.3				-84.9			
5		-26.5		9.3				-74.0				
10		-23.1		4.3				-63.4				
50		-17.5		-4.4				-23.1				
		100	-15.6		-7.5			5.4				
Xingu	UHE São Félix	2041-2070	2	-20.4	-45.8	27.7	-64.1	-44.7	-39.3		-70.5	
			5	-10.1	-38.9	27.2	-60.6	-25.3	-15.6		-63.7	
			10	-6.4	-35.5	26.5	-58.8	-15.5	5.7		-59.5	
			50	-2.1	-30.0	24.5	-55.8	0.8	76.0		-50.3	
			100	-1.2	-28.3	23.6	-54.8	6.3	119.1		-46.4	
		2071-2100	2	-28.0		31.7	-62.0	-25.4	-59.5	-76.6	-81.5	
	5		-26.8		23.3	-59.9	-5.7	-50.7	-65.5	-72.1		
	10		-27.2		18.6	-58.5	4.2	-44.9	-57.3	-64.2		
	50		-29.4		9.6	-55.5	20.8	-32.0	-35.9	-40.2		
			100	-30.7		6.4	-54.3	26.4	-26.4	-24.9	-26.1	
		Belo Monte	2041-2070	2	-27.1	-39.0	19.7	-20.5	-66.1	-42.3		
	5			-14.4	-32.3	20.4	-14.1	-46.9	0.6			
10	-8.3			-27.2	21.0	-10.6	-34.4	35.2				
50	1.9			-15.0	22.5	-4.1	-4.7	142.0				
		100	5.5	-9.7	23.1	-1.7	9.3	205.8				
	2071-2100	2	-36.4		19.4	-14.0	-20.9	-62.5	-89.7	-93.2		
5		-30.4		14.5	-8.1	-6.2	-44.5	-80.8	-82.8			
10		-28.3		11.9	-5.0	1.0	-32.5	-73.4	-69.5			
50		25.8		7.4	0.6	13.0	3.1	50.7	8.1			
		100	-25.3		5.8	2.6	17.1	11.2	-37.2	85.6		
Tocantins	Serra Quebrada	2041-2070	2	-8.0		4.3	-8.0					
			5	1.6		13.6	1.6					
			10	8.0		18.7	8.0					
			50	21.0		28.3	21.0					
			100	26.0		31.9	26.0					
		2071-2100	2	-7.7		7.5	-7.7			-43.8		
	5		2.3		10.3	2.3			-30.6			
	10		10.0		11.7	10.0			-21.8			
	50		28.6		14.2	28.6			-2.0			
			100	36.6		15.0	36.6		6.8			
		Tucuruí	2041-2070	2	4.2		32.0	4.2				
	5			5.5		32.4	5.5					
10	6.0				33.7	6.0						
50	6.2				38.1	6.2						
		100	6.0		40.4	6.0						
	2071-2100	2	11.8		26.8				-68.3			
5		13.8		31.1				-64.0				
10		13.9		34.2				-61.4				
50		11.6		41.1				-55.8				
		100	10.1		44.1			-53.6				

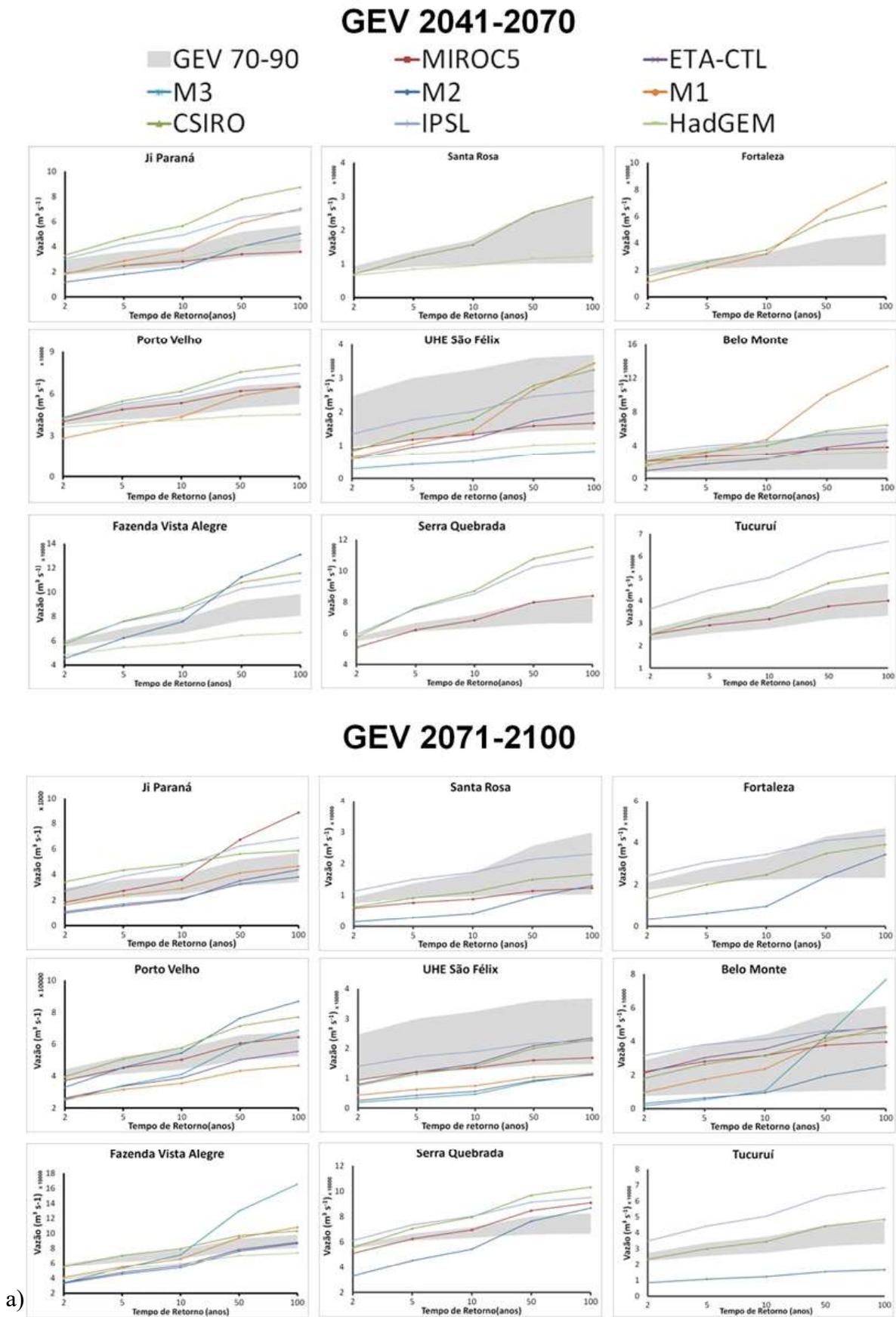


Fig. 4 - Vazões máximas, para diferentes tempos de retorno utilizando o método GEV, projetadas para estações na Calha Sul Amazônica nos períodos: a) 2041 a 2070; b) 2071 a 2100. As faixas sombreadas em cada estação de ambas Figuras 4.a e 4.b apresentam a variabilidade encontrada nas simulações do período histórico, 1970 a 1990

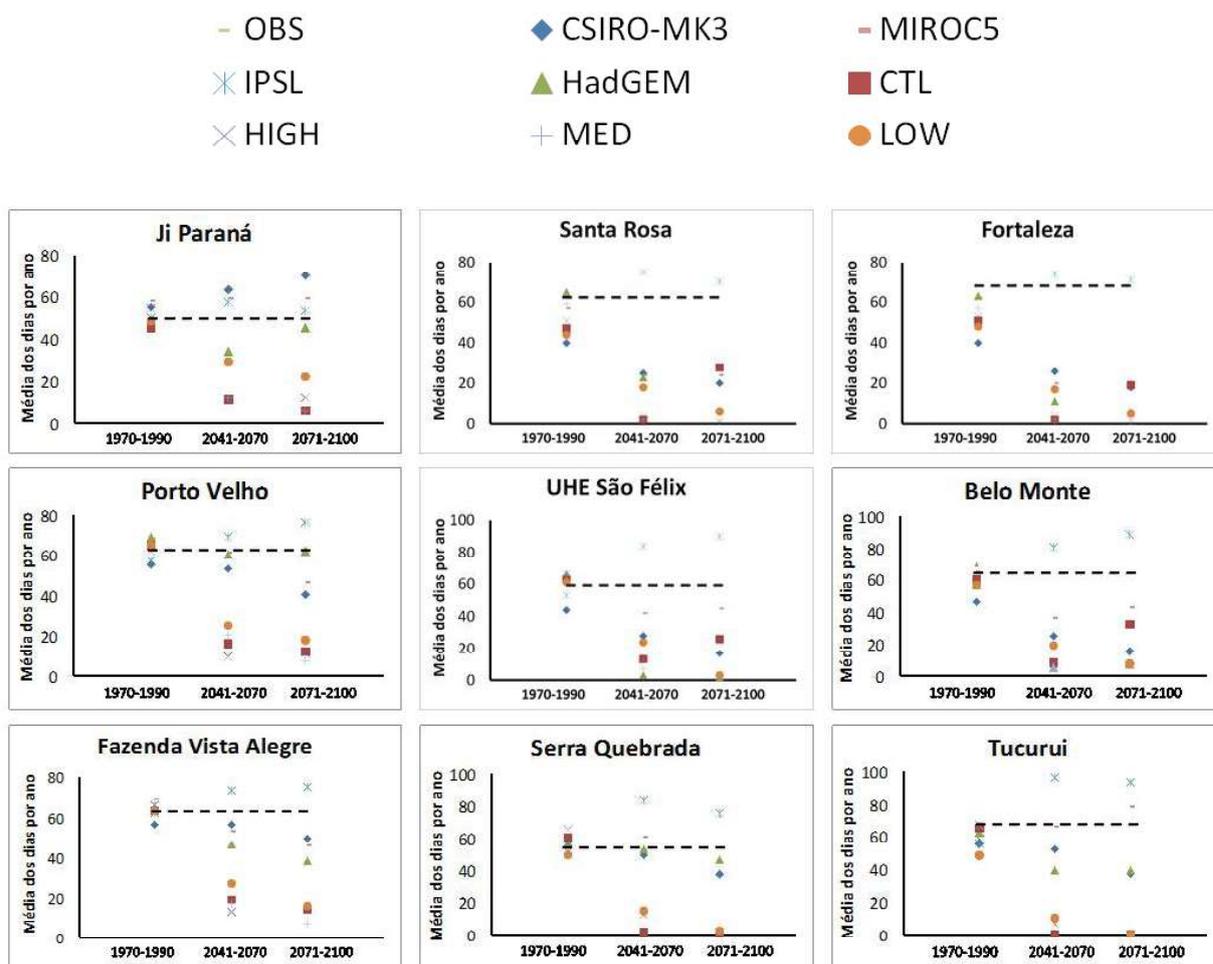


Fig. 5 - Média de dias por ano da duração das cheias em dias na Calha Sul Amazônica. Limiar é definido pela soma da média dos máximos anuais com o desvio padrão.

DISCUSSÕES

Em termos de calibração (Tabela 1), as bacias mostram um bom ajuste em todas as estações analisadas, variando os valores de NSE entre 0.7 a 0.9, considerados satisfatórios (MORIASI *et al.* 2007). O Erro de Volume (ΔV) mantém a taxa de até 20% em valores absolutos. Não obstante, as séries de descargas máximas simuladas apresentam diferenças com as observadas, o que agrega incerteza à estimativa dos valores absolutos das vazões máximas.

As simulações desenvolvidas nos experimentos utilizando dados meteorológicos dos modelos climáticos, apresentam também uma performance adequada em reproduzir as características das CDVs. De acordo com a validação dos experimentos alimentados com dados dos modelos climáticos, as simulações dos valores máximos, foco deste estudo, segue o mesmo comportamento que a calibração do

modelo. Maiores diferenças são percebidas em algumas estações na simulação da variabilidade das vazões no trecho médio da CDV.

As séries de vazões máximas projetadas obtidas a partir dos experimentos foram testadas por dois métodos não-paramétricos, Mann-Kendall e Pettitt, de tendência monotônica e salto na média da série, respectivamente. Para algumas projeções, ambos os testes mostram a rejeição da hipótese nula, principalmente nos períodos futuros de 2041 a 2100. Em estes casos os supostos de estacionariedade e homogeneidade não são observados, pelo que estas projeções não foram consideradas para a análises GEV.

Nas análises do impacto das mudanças climáticas nas vazões máximas, as maiores incertezas provêm dos diferentes modelos climáticos aplicados, como é mostrado pela dispersão de resultados entre modelos. Esta dispersão se incrementa para tempos de recorrência maiores. Este resultado está também associado com incertezas provenientes da

extrapolação dos valores de vazões obtidos a partir do ajuste da função de distribuição estatística em séries com extensão menor que esses tempos de recorrência.

As projeções de vazões extremas mostram, em geral, o decréscimo das vazões máximas mais frequentes, isto é, as que ocorrem em média uma vez a cada 2 a 5 anos, enquanto que eventos de descargas mais extremas ficam mais severos. Não obstante, muitas das projeções destas descargas extremas ficam dentro dos limites da dispersão associado com os modelos climáticos.

A maioria dos experimentos apresenta uma diminuição da duração média das cheias, definidas como aquelas que superam o valor da média em pelo menos um desvio padrão. Poucos casos são observados onde a duração projetada supera o limite superior da dispersão apresentada pelos experimentos no período histórico.

Estes resultados vão ao encontro do apresentado na literatura científica para a região (SIQUEIRA JUNIOR *et al.*, 2015; MOHOR *et al.*, 2015). Eventos raros e de grande magnitude, se apresentam mais severos sob os efeitos das mudanças climáticas, enquanto máximos anuais mais frequentes, com valores mais próximos à média, em geral diminuem em severidade. Como o limiar que identifica as cheias é definido respeito a valores médios, também a duração destas mostra, em geral, uma diminuição nos experimentos. Não obstante é preciso levar em consideração que a estimativa de vazões extremas com tempos de recorrência acima da extensão das séries analisadas, carregam com incertezas inerentes à extrapolação da distribuição estatística.

CONCLUSÃO

Este trabalho apresenta uma análise dos impactos das mudanças climáticas nas vazões máximas na Calha-Sul Amazônica e Bacia do Rio Tocantins-Araguaia a partir de projeções climáticas futuras. O modelo hidrológico MHD-INPE obteve sucesso na simulação das vazões nas 9 estações utilizadas, indicando, no geral, consistência com os indicadores CDVs que representam o regime hidrológico.

As projeções climáticas futuras apontam um decréscimo nas vazões máximas anuais mais recorrentes, e um incremento nos eventos mais severos, principalmente em meados do século. A duração dos eventos extremos diminui nos

cenários analisados até o final do século.

Os resultados aqui obtidos possibilitam uma avaliação dos riscos dos impactos climáticos futuros na Calha Sul Amazônica e Bacia do Rio Tocantins, focando a redução da vulnerabilidade da população. Monitoramentos e previsões fazem importante papel na disseminação de informação de enchentes e inundações em grau imediato, porém, políticas governamentais para adaptação e vulnerabilidade devem levar em conta estudos a longo prazo, no âmbito de planejar e criar artificios para que cada vez menos pessoas sejam afetadas por eventos extremos na região Amazônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS, 2013. **Plano estratégico de recursos hídricos dos afluentes da margem direita do Rio Amazonas: diagnóstico.** Disponível em <http://margemdireita.ana.gov.br/autentica.asp?id_arquivo=128>. Acesso em: 10 set. 2014.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS, 2012. **Plano estratégico de recursos hídricos dos afluentes da margem direita do Rio Amazonas: resumo executivo.** Disponível em : <http://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/en/resources.get?id=114&fname=REGIAO_HIDROGRAFICA_AMAZONICA.pdf&access=private>. Acesso em: 28 fev. 2014.

Anderson, L. O.; Trivedi; M., Queiroz; J.; Aragão, L.; Marengo; J. A.; Young, C.; Meir; P. (2011) **Counting the Costs of the 2005 Amazon Drought: A Preliminary Assessment** In: P. Meir, A. Mitchell, J. Marengo, C. Young, G. Pov- eda, C. A. Llerena, L. Rival, L. Meneses, A. Hall, R. Betts, J. Farley, S. Fordham and M. Trivedi, Eds., *Eco- system Services for Poverty Alleviation in Amazonia*, Global Canopy Programme and University of Edinburgh, Edinburgh, 2011 p. 96-108.

ANDRADE, C. D., 2008. **Análise pluviométrica da bacia transfronteiriça do rio Madeira.** Dissertação de mestrado em Ciências em Engenharia Civil - Rio de Janeiro:UFRJ/COPPE, 2008.

BÁRDOSSY, A.; PEGRAM, G. (2011), *Downscaling precipitation using regional climate models and circulation patterns toward*

- hydrology. **Water Resources Research**, v.47, p. 1- 18 doi:10.1029/2010WR009689
- Bates, B.C., Z.W. Kundzewicz, S. Wu and J.P. Palutikof, Eds., 2008: **Climate Change and Water**. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva, 210 pp.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based variable contributing area model of basin hydrology, **Hydrological Sciences Bulletin** v. 24 p. 43-69, 1979.
- BORMA; L. S., TOMASELLA J.; ROBALLO S. T.; CUARTAS, L. A.; RODRIGUEZ, D. A.; MARENGO, J. A. E NOBRE, C. A; Impactos Dos Eventos Extremos de Seca e Cheia Sobre os Recursos Hídricos Amazônicos, Desastres Naturais e Ações da Defesa Civil, In: L. S. Borma and C. A. Nobre, Eds., **Secas na Amazônia**, Oficina de Textos, São Paulo, pp 367, 2013
- BOULANGER J, MARTINEZ F AND SEGURA E 2007 Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 2: Precipitation mean state and seasonal cycle in South America. **Climate Dynamic**, v. 28, 2-3, pp. 255-271. 2007
- CARVALHO L. V. C., CUARTAS, L. A.. Modelagem Hidrológica de Macroescala para Estudo de Impacto das Mudanças Climáticas na Bacia do Rio Juruá. 2014, p. 8.
- CASTELLARIN, A., BOTTER, G., HUGHES, D.A., *et al.*, 2013. Prediction of flow duration curves in ungauged basins. In.: Blöschl, G. Sivapalan, M., Wagner, T., Viglione, A., Savenije, H. (Eds.) **Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis Across Processes Places and scales**. Cambridge, United Kingdom., pp. 135-162.
- CHOU SC (1996) Modelo Regional Eta. **Climanálise** (São José dos Campos), Cachoeira Paulista, SP, v. 1, ED ESPECIAL.1996
- CHOU SC, MARENGO JA, LYRAAA, SUEIRO G, PESQUERO JF, ALVES LM, KAY G, BETTS R, CHAGAS DJ, GOMES JL, BUSTAMANTE JF, TAVARES P (2011) Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamic**. V. 38. 3-4, pp. 635-653 doi:10.1007/s00382-011-1002-8
- CHOU SC, GOMES JL, RISTIC I, MESINGER F, SUEIRO G, ANDRADE D, LIMA PP (2013) Tests of high-resolution simulations over a region of complex terrain in Southeast coast of Brazil. **EGU General Assembly Conference Abstracts**, v.15, p. 2659, 2013.
- CHOU, S. C., LYRA, A., MOURÃO, C., DEREZYNSKI, C., PILOTTO, I., GOMES, J., BUSTAMANTE, J., TAVARES, P., SILVA, A., RODRIGUES, D., CAMPOS, D., CHAGAS, D., SUEIRO, G., SIQUEIRA, G., MARENGO, J. (2014) Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 512-525. 2014. <http://dx.doi.org/10.4236/ajcc.2014.35043>
- COLLIER, M.A., JEFFREY, S.J., ROTSTAYN, L.D., WONG, K.K-H., DRAVITZKI, S.M., MOESENEDER, C., HAMALAINEN, C., SYKTUS, J.I., SUPPIAH, R, ANTONY, J., EL ZEIN, A., ATIF, M. (2011) The CSIRO Mk 3-6-0 Atmosphere-Ocean GCM: participation in CMIP5 and data publication, 19th **International Congress on Modelling and Simulation**, pp. 2691- 2697 2011.
- COLLINS, W.J., BELLOUIN, N., DOUTRINAUX-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. (2011) Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. **Geosciences Model Development**, 4, 1051-1075, 2011.
- DEMARIA, E.M.C.; MAURER, E.P., THRASHER, B.; VICUÑA, S.; MEZA, F.J..2013, Climate change impacts on an alpine watershed in Chile: Do new model projections change the story? **Journal of Hydrology** 502 (2013) 128–138, 2013.
- DIJKSHOORN JA, HUTING JRM AND TEMPEL P 2005. Update of the 1:5 million Soil and Terrain Database for Latin America and the Caribbean (SOTERLAC; version 2.0). Report 2005/01, **ISRIC – World Soil Information**, Wageningen.

- DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. K. (1994), Optimal use of the SCE – UA global optimization method for calibrating watershed models. **Journal of Hydrology**, 158, 265-284. 1994
- DUFRESNE, J.L., FOUJOLS, M.A., DENVIL, S., CAUBEL, A., MARTI, O., AUMONT, O., BALKANSKI, Y., BEKKI, S., BELLENDER, H., BENSHILA, R., BONY, S., BOPP, L., BRACONNOT, P., BROCKMANN, P., CADULE, P., CHERUY, F., CODRON, F., COZIC, A., CUGNET, D., DE NOBLET, N., DUVEL, J.P., ETHE, C., FAIRHEAD, L., FICHEFET, T., FLAVONI, S., FRIEDLINGSTEIN, P., GRANDPEIX, J.Y., GUEZ, L., GUILYARDI, E., HAUGLUSTAINE, D., HOURDIN, F., IDELKADI, A., GHATTAS, J., JOUSSAUME, S., KAGEYAMA, M., KRINNER, G., LABETOULLE, S., LAHELLEC, S., LEFEBVRE, M.P., LEFEVRE, F., LEVY, C., LI, Z.X., LLOYD, F., MADEC, G., MANCIP, M., MARCHAND, M., MASSON, S., MEURDESOF, Y., MIGNOT, J., MUSAT, I., PAROUTY, S., POLCHER, J., RIO, C., SHULZ, M., SWINGEDOUW, D., SZOPA, S., TALANDIER, C., TERRAY, P., VIOVY, N., VUICHARD, N., (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. **Climate Dynamics**, v. 40, p.21-25, 2013.
- ESPINOZA J, RONCHAIL J, GUYOT J, JUNQUAS C, VAUCHEL P, LAVADO W, DRAPEAU G AND POMBOSA R 2011 Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): understanding the exceptional 2010 drought **Geophysics Resource Letters**, p.L13406, 2011
- ESPINOZA J, GUYOT J, RONCHAIL J, COCHONNEAU G, FILIZOLA N, FRAIZY P, LABAT D, DE OLIVEIRA E, ORDONEZ J AND VAUCHEL P 2009a Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004) **Journal of Hydrology** v. 375 p. 297–311, 2009.
- ESPINOZA J, RONCHAIL J, GUYOT J, COCHONNEAU G, FILIZOLA N, LAVADO W, DE OLIVEIRA E, POMBOSA R AND VAUCHEL P (2009b) Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador) **International Journal of Climatology** v.29 p1574–94, 2009.
- GORDON, C.C., COOPER, C., SENIOR, C.A., BANKS, H., GREGORY, J.M., JOHNS, T.C., MITCHELL, J.F.B., WOOD, R.A. (2000) The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transport in aversion of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. **Climate Dynamics**, v. 16, p.147–168. DOI: 10.1007/s003820050010
- GRIMM A. M. (2011) Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stoch Environmental Resources Risk Assess**, v. 25 p. 537-554, 2011.
- GUIMBERTEAU M, J RONCHAIL, J C ESPINOZA, M LENGAIGNE, B SULTAN, J POLCHER, G DRAPEAU, J-L GUYOT, A DUCHARNE AND P CIAIS 2013. Future changes in precipitation and impacts on extreme streamflow over Amazonia sub-basins. **Environmental Resource Letter**, v 8 (2013) p. 014-035 (13oo). doi:10.1088/1748-9326/8/1/014035
- GUYOT, J.L. **Hydrogéochimie dès Fluves de L'Amazonie Bolivienne**. 1 ed., Paris, ORSTOM. 1993
- HAAN, C. T. **Statistical methods in hydrology** - Ames, IA: Iowa State University, 1977. 378 p., 74137 cm. ISBN 0-8138-1510-X
- HADDAD, E., ALMEIDA. E., AZZONI, C., DOMINGUES, E., GUILHOTO, J., KANCZUK, F. & PEROBELLI, F. (2009). Avaliação de Impactos de Mudanças Climáticas sobre a Economia Brasileira. **Relatório da FIPE/USP**. IPCC, Cambridge University Press. 2007
- IPCC (2013) Annex I: Atlas of Global and Regional Climate Projections. VAN OLDENBORGH, G.J., COLLINS, M., ARBLASTER, J., CHRISTENSEN, J.H., MAROTZKE, J., POWER, S.B., RUMMUKAINEN, M. AND ZHOU, T., EDS., In: **Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Stocker, T.F., Qin,

- D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M., Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, p. 1311-1394. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781107415324.029>
- JENKINSON, A. F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quart. Journal of Meteorology*. v81, p.158-171. (1955): 271-294.
- KENDALL, M.G.: 1975, **Rank Correlation Methods**, Griffin, London.
- KRAUSE, P.; BOYLE, D.P.; BÄSE, F. (2005), Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. **Advances in Geosciences**, v. 5, p. 89–97. 2005
- LABAT, D., RONCHAIL, J., CALLEDE, J., GUYOT, J., DE OLIVEIRA, E., GUIMARÃES, W. (2004) Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. **Geophysics Resource Letter**. 31, L02501, 2004
- LEGATES, D. R., AND C. J. WILLMOTT, 1990: Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. **Theoretical Applied Climatology**. v.41, p. 11-21. 1990.
- LEITE, C. C. , COSTA, M. H. , DE LIMA, I C. A. , RIBEIRO, C. A. A. S. AND SEDIYAMA, G. C.(2010) Historical reconstruction of land use in the Brazilian Amazon (1940-1995), **Journal of Land Use Science**, p. 33-52 DOI: 10.1080/1747423X.2010.501157.
- LENDERINK, G., BUISSAND, A. VAN DEURSEN, W., 2007. Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. **Hydrology and Earth System Science**. 11, 1145-1159, <http://dx.doi.org/10.5194/hess-11-1145-2007>.
- LEY, R., CASPER, M. C., HELLEBRAND, H., & MERZ, R.: Catchment classification by runoff behaviour with self-organizing maps (SOM), **Hydrology and Earth System Sciences**, 8, 3047-3083, 2011. DOI:10.5194/hessd-8-3047-2011
- MANN, H. B.: 1945, Nonparametric tests against trend', **Econometria** 13, 24`5-259.
- MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. (2015) Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**. v. 36, 3, p. 1035-1055 DOI: 10.1002/joc.4420.
- MARENGO, J A; BORMA, L S; RODRIGUEZ, D. A.; WAGNER, P.P.; SOARES, R; ALVES, L. M. (2013) Recent Extremes of Drought and Flooding in Amazonia: Vulnerabilities and Human Adaptation. **American Journal of Climate Change**, 2013, 2, pp. 87-96.
- MARENGO J.A., CHOU S.C., KAY G., ALVES L., 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. (2012) 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 Parana River Basins. **Climate Dynamics**. vol 38, n 9-10, 1829-1848, doi 10.1007/s00382-011-1155-5.
- MARENGO J, TOMASELLA J, ALVES L, SOARES W AND RODRIGUEZ D (2011) The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysics Resource Letters**. v. 38, p. L12703. 2011
- MARENGO, J.A., JONES, R., ALVES, L.M. AND VALVERDE, M.C. (2009) Future Change of Temperature and Precipitation Extremes in South America as Derived from the PRECIS Regional Climate Modeling System. **International Journal of Climatology**, 29, p. 2241-2255. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1863>
- MARENGO, J.A.; TOMASELLA J.; UVO, C. R. (1998) Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. **Journal Of Geophysical Research**, 102, p. 1775-1783. DOI: 10.1029/97JD02551.
- MARQUES, J., SALATI, E. e SANTOS, J.M. (1980), Cálculo da Evapotranspiração Real na Bacia Amazônica Através do Método Aerológico. **Acta Amazonica**, v. 10, n. 2, pp. 357-361.
- MILLY, P., DUNNE, K., VECCHIA, A. (2005) Global pattern of trends in streamflow and water

- availability in a changing climate. **Nature**. p. 438 347–50. 2005
- MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA (2006), **Caderno da Região Hidrográfica Amazônica / Ministério do Meio Ambiente**, Secretaria de Recursos Hídricos. – Brasília: MMA.
- MISES, R. VON (1936). La distribution de la plus grande de n valeurs. **Revue Mathematical Union Interbalcanique** 1: pp. 141-160. Reprinted in Selected Papers of Richard von Mises, Amer.
- MOHOR, G.S., RODRIGUEZ, D.A., TOMASELLA, J., SIQUEIRA JÚNIOR, J.L. (2015) Exploratory analyses for the assessment of climate change impact on the energy production in an Amazon run-of-river hydropower plan. **Journal of Hydrology: Regional Studies**. 671-19 , 2015, <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.04.003>
- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., OLIVEIRA, E., GUIMARÃES, V., CHAVES, A. (1994) Hidrologia da bacia do rio Amazonas. **A Água em Revista**, v. 2, n. 3, pp. 31-36.
- MORIASI, D.N., ARNOLD, G., KUIJK, M., BINGNER, R., HARMEL, R.D., VEITH, T. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. ASABE* 50 (3), p. 885-900.
- LEY, R., CASPER, M. C., HELLEBRAND, H., AND MERZ, R. (2011) Catchment classification by runoff behaviour with self-organizing maps (SOM), **Hydrology and Earth System Sciences**., 8, p. 3047-3083, 2011. DOI:10.5194/hessd-8-3047-2011
- NOHARA, D., KITO, A., HOSAKA, M., OKI, T. 2006 Impact of climate change on river discharge projected by multimodel ensemble. **Journal of Hydrometeorology**. v. 07, pp 1076-1089, 2006.
- NUMAGUTI, A., M. TAKAHASHI, T. NAKAJIMA, AND A. SUMI, 1997: **Description of CCSR/NIES atmospheric general circulation model**. CGER's Supercomputer Monograph Report, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, 3, 1-48.
- PESQUERO, J.F., CHOU, S.C., NOBRE, C.A., MARENGO, J.A. (2009) Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. **Theoretical and Applied Climatology**. 99(1-2):75-93. doi: 10.1007/s00704-009-0123-z
- PETTITT, A. N. (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. **Applied Statistics**, London, v.28, n.2, p.126-135, 1979.
- POPE V, GALLANI M, ROWTREE P, STRATTON R (2000) The impact of new physical parameterizations in the Hadley centre climate model. **Climate Dynamics** 16:123–146pp.
- RIBEIRO NETO, A. (2006) **Simulação Hidrológica na Amazônia: Rio Madeira** [Rio de Janeiro] 2006. XVII, 178 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil, 2006) Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE.
- RODRIGUEZ, D. A; TOMASELLA, J. (2015) On the ability of large-scale hydrological models to simulate land use and land cover change impacts in Amazonian basins. **Hydrological Sciences Journal**. p. 1831-1846. 2015. DOI: <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2015.1051979>
- RODRIGUEZ, D. A.; **Impactos dos padrões espaciais da vegetação nas variáveis atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico, em bacia de floresta amazônica**. 208 f. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.
- RONCHAIL, J., GUYOT, J., ESPINOZA VILLAR, J., FRAIZY, P., COCHONNEAU, G., DE OLIVEIRA, E., FILIZOLA, N., ORDENEZ, J. (2006) Impact of the Amazon tributaries on major floods at Óbidos. **Climate Variability and Change— Hydrological Impacts**. Wallingford. **IAHS Publication**. vol 308 p. 1-6
- SALATI, E., SCHINDLER, W., VICTORIA, D., SALATI, E., SOUZA, J., VILLA NOVA, N. (2009) **The Economics of Climate Change in Brazil: Costs and Opportunities** São Paulo: Vox Editora e Gráfica Ltda
- SESTINI, M.F. **Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos**. São José dos

Campos: INPE, pp. 74, 2002.

SENEVIRATNE, S.I, NICHOLLS, N., EASTERLING, D., GOODESS, C.M., KANAE, S., KOSSIN, J., LUO, Y., MARENGO, J., MCINNES, K., RAHIMI, M., REICHSTEIN, M., SORTEBERG, A., VERA, C.E., ZHANG, X. (2012) Changes in Climate Extremes and Their Impacts on the Natural Physical Environment, In: C. B. Field, V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, G.-K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor and P. M. Midgley, Eds., **Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation**, A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge, New York, 2012, pp. 109-230.

SILVEIRA, C. S; SOUZA FILHO, F.A.; COSTA, A.A.; CABRAL, S.L. (2013) 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, 317 - 330, 2013.

SIQUEIRA JÚNIOR, J.L., TOMASELLA, J., RODRIGUEZ, D.A. (2015) Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira River basin. **Climate Change**. 129 : 117 – 129, doi:10.1007/s10584-015-1338-x.

TEBALDI, C., HAYHOE, K., ARBLASTER, J. AND MEEHL, G. (2006) Going to the Extremes: An Intercomparison of Model-simulated Historical and Future Changes in Extreme Events. **Climatic Change**, 79, 185-211. <http://10.1007/s10584-006-9051-4>

TEUTSCHBEIN, C.; SEIBERT, J., (2013) Is bias correction of regional climate model (RCM) simulation possible for non-stationary conditions? **Hydrologic and Earth System Science**. 17, 5061-5077, <http://dx.doi.org/10.5194/hess-17-5061-2013>, 2013.

THOMSON, A.M., CALVIN, K.V., SMITH, S.J., PAGE KYLE, G., VOLKE, A., PATEL, P., DELGADO-ARIAS, S., BOND-LAMBERTY, B., WISE, M.A., CLARKE, L.E., EDMONDS, J.A. (2011) RCP4.5: A Pathway for Stabilization of Radiative Forcing by 2100. **Climatic Change**. 109:1-2, 77-94. doi:10.1007/s10584-011-0151-4, 2011.

TOMASELLA, J., RODRIGUEZ, D., CUARTAS, L., FERREIRA, M., FERREIRA, J., MARENGO, J. (2009) **Estudo de impacto das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos superficiais e sobre os níveis dos aquíferos na bacia do rio Tocantins** Technical Report Convênio de Cooperação Técnico-Científica (São José dos Campos: INPE) p 70. 2009.

ZENG, N., YOON, J., MARENGO, J., SUBRAMANIAM, A., NOBRE, C., MARIOTTI, A., NEELIN, J. (2008) Causes and impacts of the 2005 Amazon drought *Environmental Research Letters*. **Environmental Research Letters**, v. 3, 9pp. 014002, 2008.

ZHAO, R.J. & LIU, X.R. (1995) The Xinanjiang MODEL. IN: SINGH, V.P. (Ed.) **Computer Models of Watershed Hydrology**. Highlands Ranch: Water Resources Publication, 1995. p. 215–232.

WATANABE, M., SUZUKI, T., O'ISHI, R., KOMURO, Y., WATANABE, S., EMORI, S., TAKEMURA, T., CHIKIRA, M., OGURA, T., SEKIGUCHI, M., TAKATA, K., YAMAZAKI, D., YOKOHATA, T., NOZAWA, T., HASUMI, H., TATEBE, H., KIMOTO, M. (2010) Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. **Journal of Climate**, 23, 6312–6335pp.

ZONISIG 1997. **Zonificación agroecológica y socioeconómica y perfil ambiental del departamento de Pando. Proyecto de Zonificación Agroecológica y Establecimiento de una Base de Datos y Red de Sistema de Información Geográfica en Bolivia (ZONISIG)**, La Paz.