Revista Brasileira de Climatologia
Brazilian Journal of Climatology
OPEN ACCESS

IMPACTOS DE FENÔMENOS DA INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA NA HIDROMETEOROLOGIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GURUPI, AMAZÔNIA ORIENTAL

Impacts of ocean-atmosphere interaction phenomena on hydrometeorology of the Gurupi River Watershed, Eastern Amazon

Impactos de los fenómenos de interacción océano-atmosfera en la hidrometeorología de la cuenca del río Gurupi, Amazonía Oriental

Dênis José Cardoso Gomes
State University of Pará
deniss.feg@gmail.com

Norma Ely Santos Beltrão
State University of Pará
normaely@uepa.br

Resumo: Os eventos extremos impactam na hidrometeorologia de bacias hidrográficas amazônicas. O objetivo desta pesquisa foi analisar os efeitos de extremos climáticos da variabilidade da precipitação e vazão em uma bacia hidrográfica na Amazônia Oriental. Os dados de índices climáticos, hidrometeorológicos e espacializados adquiriu-se para a análise da bacia hidrográfica do rio Gurupi. Aplicou-se cálculos de correlação, eficiência, detecção de diferença na distribuição, tendência de mudanças na variabilidade hidroclimática, além de utilizar o Índice de Anomalia de Chuva. Há maior influência do Atlântico tropical na precipitação, assim como a precipitação na vazão do Alto Gurupi. Foi detectada diferenças significativas na distribuição pluviométrica, assim como tendências de aumento e diminuição. A climatologia regional é marcada pelas maiores (menores) chuvas ao Norte (Sul), com extremos e anos anômalos. A bacia do Gurupi é impactada pelos extremos climáticos. Evidências sugerem a vulnerabilidade ao clima da região e necessitam de medidas para de prevenção.
Palavras-chave: ENOS. Dipolo Atlântico. Precipitação. Vazão.

Abstract: Extreme events impact in hydrometeorology of Amazonian watersheds. The objective of this research was to analyze the effects of climate extremes on rainfall and discharge variability in a watershed in Eastern Amazonia. Climatic indices, hydrometeorological and spatial data were acquired

for the analysis of the watershed of the Gurupi river. Calculations of correlation, efficiency, detection of a difference in distribution, and trend of changes in hydroclimatic variability were applied, in addition to using the Rainfall Anomaly Index. There is a greater influence of the tropical Atlantic on precipitation, as well as precipitation on the Gurupi upper flow. Significant differences were detected in rainfall distribution, as well as increasing and decreasing trends. Regional climatology is marked by the highest (smaller) rainfall in the North (South), with extremes and anomalous years. The Gurupi basin is impacted by climate extremes. Evidence suggests vulnerability to the region's climate and the need for preventive measures.

Keywords: ENSO. Atlantic Dipole. Rainfall. Flow.

Resumen: Eventos extremos impactan la hidrometeorología de las cuencas amazónicas. El objetivo de esta investigación fue analizar los efectos de los extremos climáticos sobre la variabilidad de la precipitación y el caudal en una cuenca de la Amazonía Oriental. Se adquirieron los datos de índices climáticos, hidrometeorológicos y espacializados para el análisis de la cuenca del río Gurupi. Se aplicaron cálculos de correlación, eficiencia, detección de diferencia en distribución, tendencia de cambios en la variabilidad hidroclimática, además de utilizar el Índice de Anomalía de Precipitación. Hay una mayor influencia del Atlántico tropical en la precipitación, así como la precipitación en el desagüe del Alto Gurupi. Se detectaron diferencias significativas en la distribución de las precipitaciones, así como tendencias de aumento y disminución. La climatología regional está marcada por las mayores (menores) precipitaciones del Norte (Sur), con extremos y años anómalos. La cuenca de Gurupi se ve afectada por los extremos climáticos. La evidencia sugiere vulnerabilidad al clima de la región y la necesidad de medidas preventivas.

Palabras clave: ENOS. Dipolo Atlántico. Precipitación. Tasa de flujo.

Submetido em: 18/03/2023
Aceito para publicação em: 10/07/2024
Publicado em: 14/07/2024

1. INTRODUÇÃO

Os eventos extremos são geralmente a combinação da ocorrência extrema de variáveis meteorológicas (precipitação, temperatura do ar e vento), hidrológicas (cota e vazão) e oceânicas (Temperatura da Superfície do Mar). De acordo com Ren et al. (2021) são categorizados em extremos de temperatura (ondas de calor e frio), extremos hidroclimáticos (precipitação, inundações e secas) e furações. Olafsdottir et al. (2021) destacaram que as mudanças climáticas podem aumentar eventos extremos como tempestades intensas, tornando-se perigosas quando ocorrem com maior frequência, intensidade e área atingida.

Vários mecanismos climáticos podem ser responsáveis pela intensificação desses eventos extremos. Um dos mais estudados e conhecidos no mundo é o El Niño Oscilação Sul (ENOS), composto pelas fases El Niño (EN) e La Niña (LN) formados no oceano Pacífico tropical (Pt). O EN provoca mudanças na circulação geral dos ventos pois, segundo Hayashi et al. (2020), a desintensificação dos ventos alísios na região tropical desloca menores quantidades de águas superficiais do Pt, assim como diminui a ressurgência das águas frias profundas. Consequentemente, ocorre aquecimento anômalo indicado pela Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Esta combinação de fatores do acoplamento oceano-atmosfera altera o campo barométrico a nível do mar (TADESCHI et al., 2015), o que modifica os padrões de configuração da circulação de Walker (YUN et al., 2021). Como a célula de Walker é a circulação de ventos com ramos ascendentes e descentes ao longo da região tropical (SIQUEIRA; MOLION, 2015), o EN gera alguns efeitos como movimento de subsidência do ar sobre a maior parte do Brasil setentrional e inibição do levantamento de umidade para a atmosfera pela convecção do ar (NOBRE et al., 2019), retardando a formação de nuvens e precipitação (BARICHIVICH et al., 2018). O LN possuí processos físicos de formação e efeitos opostos ao EN, como resfriamento das águas oceânicas do Pt, movimento de ascendência do ar na maior parte da Amazônia e no Nordeste setentrional, entre outros (NOBRE et al., 2019).

De acordo com Jahfer et al. (2017), a variabilidade climática na Amazônia não é apenas impactada pelo ENOS. O Dipolo do Atlântico é outro modulador climático oriundo do Atlântico tropical (At) e que impacta no regime pluviométrico na região setentrional brasileira (SOUZA et al., 2004; TOWNER et al., 2021), também constituído de fases positiva (DA^{+}) e negativa (DA^{-}). Quando os índices climáticos Atlântico Tropical Norte (ATN) e Atlântico Tropical Sul (ATS) atingem valores anomalamente quentes e frios respectivamente, o sistema de grande escala

conhecido como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) desloca-se meridionalmente para o Hemisfério Norte, provoca fortalecimento na atividade convectiva desta região (TOWNER et al., 2020). Tais condições atmosféricas são favoráveis ao surgimento do DA^{+} devido sua influência na ZCIT, em que tal fenômeno eventualmente está associado a casos de estiagens e secas em algumas regiões na Amazônia como na borda leste (zona de transição entre biomas). Quando o cenário é oposto, ocorre o DA^{-}, uma vez que o ATS (ATN) possui águas quentes (frias) anômalas e a ZCIT move-se para a região setentrional do Brasil, fato que contribuí para maior convecção do ar e consequentemente elevação da pluviosidade (TOWNER et al., 2020).

A influência desses fenômenos climáticos na precipitação amazônica (ARAÚJO et al., 2013) ocorre por meio da teleconexão (CAI et al., 2020). A teleconexão climática diz respeito à circulação dos ventos anômalos (ZHANG et al., 2022) associadas a gradientes de pressão atmosféricas que impactam a precipitação em áreas remotas (CAROLETTI et al., 2021) e podem variar em diferentes escalas temporais (BAHAGA et al., 2019). Contudo, a Amazônia Oriental apresenta aspectos geoambientais de zonas de transição, como algumas áreas sob influência das características sub-úmidas do bioma Cerrado (SALES; OLIVEIRA NETO, 2020). O que torna necessário o monitoramento de secas extremas (NIAZ et al., 2022), uma vez que há redução na umidade. Portanto, a espacialização da precipitação (COSTA et al., 2019) aliada a análise dos mecanismos climáticos (SANTOS et al., 2019) contribuem para identificar o excedente e ausência de chuva.

Para constatar os impactos das anomalias climáticas dos oceanos At e Pt nos padrões pluviométrico amazônico, observar a variabilidade temporal de componentes fluviométricas a nível de bacias hidrográficas torna-se necessário (CAPOZZOLI et al., 2017), uma vez que muitos distúrbios ambientais estão associados aos rios (TOWNER et al., 2020). A Amazônia Oriental é uma região onde há fortes sinais detectados de teleconexões dos fenômenos ENOS e Dipolo do Atlântico (REBOITA; SANTOS, 2014). Embora haja trabalhos que abordaram a influência de fenômenos climáticos na variabilidade hidrometeorológica da Amazônia (PEDREIRA JUNIOR et al., 2020; BRITO et al., 2022) e Nordeste brasileiro (UVO et al., 1998; RODRIGUES et al., 2021), é preciso analisar como os mecanismos climáticos estão influenciando no regime hidrometeorológico de uma bacia hidrográfica em uma zona de transição de biomas. Então, diante da necessidade de investigar essas interações

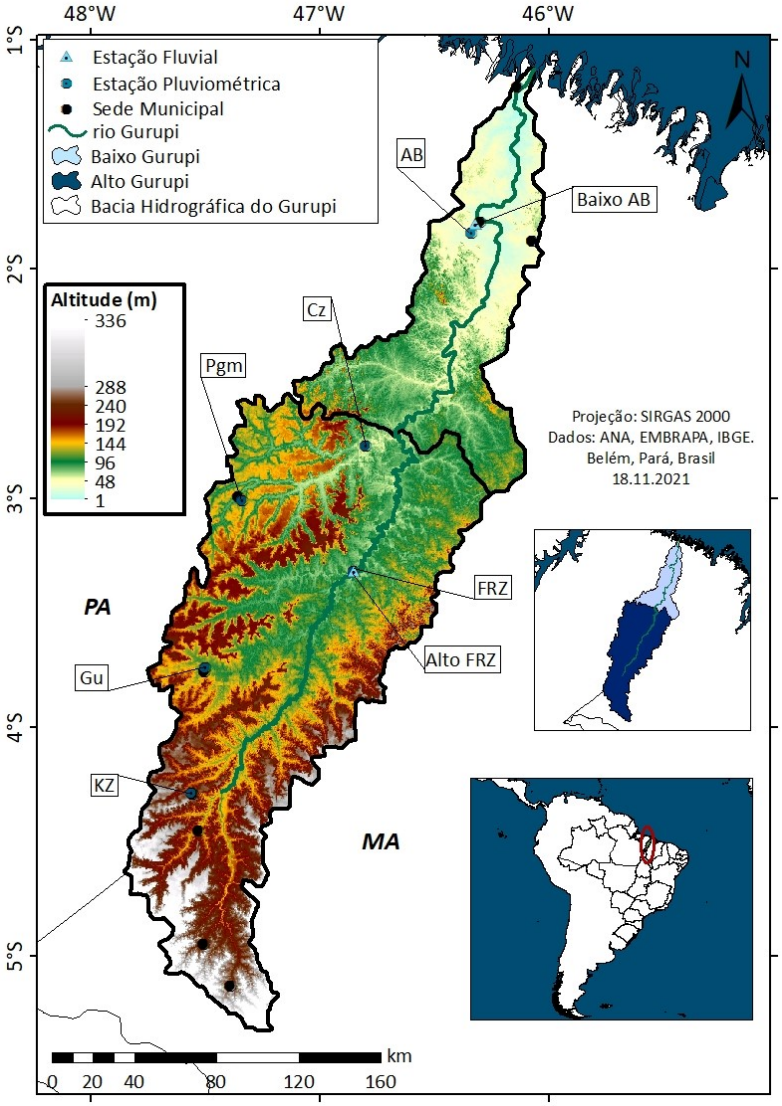
hidroclimáticas, o objetivo desta pesquisa foi analisar os efeitos de mecanismos climáticos na variabilidade da precipitação e vazão em uma bacia hidrográfica na Amazônia Oriental.

2. METODOLOGIA

2.1 – Área de Estudo

A Bacia Hidrografia do rio Gurupi (BHG) é localizada na Amazônia Oriental (Fig. 1), fronteira com os Estados do Pará (PA) e Maranhão (MA), no qual possui uma extensão territorial de aproximadamente 35.875,0 km^2 onde habitam cerca de 392.601 pessoas, com o total de 11 sedes municipais (ANA, 2015).

Figura 1 – Localização da área de estudo: bacia hidrográfica do rio Gurupi.



Fonte: Autores (2022). *MA-Estado do Maranhão; PA-Estado do Pará.

O ecossistema da região possui características de transição de biomas, onde a cobertura florestal é predominantemente bioma amazônico formada por florestas ombrófilas, com algumas áreas de vegetação savânica de dossel contínuos como florestas estacionais semideciduais que indicam a presença do cerrado (MMA, 2006). O clima da BHG é marcado por precipitações anuais que variam de 1.450,0 mm – 2.650,0 mm, temperatura mínima e máxima do ar de 24°C e 33°C respectivamente, umidade relativa do ar de 85%, evapotranspiração de 1.400 mm, velocidade e direção de ventos de 2 m/s a Nordeste (INMET, 2022). A BHG apresenta relevo bem definido com os maiores altiplanos (192 m – 336 m) a Sul e Sudoeste, região marcada pelo Alto Gurupi (AG) onde situa-se a cabeceira (serra do Gurupi) do rio Gurupi (700 km) que percorre até o Baixo Gurupi (BG) caracterizado pelas planícies (1 m - 144 m) até desaguar no At.

2.2 – Aquisição de Dados

Os índices climáticos (1980-2019) das anomalias de TSM foram adquiridos do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA, 2021). As fases positiva (EN) e negativa (LN) do fenômeno ENOS foram feitas usando o Índice Oceânico Niño (ION) do Pt. Outro índice climático usado foi o Atlântico Norte Tropical (ANT) e o Atlântico Sul Tropical (AST) do At para identificar o fenômeno Dipolo do Atlântico, em que foram classificados com base nos dados da NOAA (2021) e nos resultados de Jorge and Lucena (2018). Os valores de ION são anomalias de TSM's representantes de uma média trimestral contínua (Dezembro, Janeiro e Fevereiro) que indicam as oscilações (aquecimento/resfriamento) de uma região do Pt (NOAA, 2022). Os eventos de EN (LN) são definidos quando os valores de ION atingem a marca de $\leq$ +0,5 °C ($\geq$-0,5 °C) persistindo por no mínimo 5 meses ou mais (GONZALES; INGOL, 2021). No oceano At, o desenvolvimento do fenômeno DA^{+} (DA^{-}) consiste quando há um gradiente de TSM, ou seja, as anomalias entre o ANT (AST) atingem valores maiores/iguais a 0,2 °C (menores/igual a -0,2 °C) por no mínimo quatro meses consecutivos (SOUZA et al., 2005).

Foram selecionados seis (6) estações pluviométricas da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) situados ao longo da BHG e duas (2) fluviométricas no rio Gurupi. Contudo, devido as falhas nas observações (MELLO et al., 2017) e a baixa densidade na distribuição espacial das estações hidrológicas (RUEZZENE et al., 2021), levou-se em

consideração o critério com alta porcentagem (MENDES; ZUKOWSKI JUNIOR, 2019) de dados registrados. O preenchimento de falhas nas observações das estações não foi realizado, devido ao risco de comprometer a série de dados, o que pode gerar inconsistência e subjetividade na análise (NASCIMENTO et al., 2020). A espacialização da precipitação na BHG baseou-se no conjunto de dados *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations* (CHIRPS, 2021) proposto por Funk et al. (2015) que possui resolução espacial de 0,05° (~ 5 km).

2.3 – Estatística e Processamento de Dados

Para a validação dos dados estimados do CHIRPS, utilizou-se os dados medidos das estações pluviométricas (CAROLETTI et al., 2019) e adotou-se a correlação de Pearson (r). A aplicação do cálculo de Pearson ocorreu em três momentos. Primeiramente, foi feito no software BioEstat 5.3 (SANTOS et al., 2020) o teste de normalidade (Shapiro-Wilk) para os dados hidroclimáticos (índices climáticos, precipitação e vazão). Os dados seguem uma distribuição normal ($p > 0,05$) para os índices climáticos do At (ATN e ATS) e para quatro estações pluviométricas: Alto Bonito (AB), Fazenda Rural Zebu (FRZ), Km-Zero (KZ) e Gurupizinho (Gu). Contudo, o teste constatou que os dados não apresentam distribuição normal ($p < 0,05$) para o índice climático Pt (ION), duas estações pluviométricas denominadas Paragominas (Pgm) e Cafezal (Cz), bem como duas estações fluviométricas denominadas Alto Bonito (AB_{baixo}) e Fazenda Rural Zebu (FRZ_{alto}), localizadas nas regiões de GL e GU, respectivamente.

Portanto, adotou-se a metodologia de Silva et al. (2021), em que para os conjuntos de dados paramétricos ($p > 0,05$) foi calculado o coeficiente de correlação de Pearson (r) e para os dados não paramétricos ($p < 0,05$) calculou-se o coeficiente de correlação de Spearman (ρ).

Além de validar os dados espacializados, este procedimento foi realizado com a finalidade de identificar o grau de correlação entre a precipitação (ANA) e a vazão da BHG. Usou-se a correlação de Spearman (ρ) para investigar a relação dos mecanismos climáticos com a precipitação. Seguindo a metodologia de Caroletti et al. (2019), a análise da estatística de correlação entre a precipitação estimada e medida foi feita com o pixel (CHIRPS) correspondente da localização de cada estação pluviométrica na BHG. Utilizou-se o coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) descrito na Eq. 1 para analisar a eficiência do CHIRPS em

representar a precipitação observada (ANA) na BHG (KRAKAUER et al., 2013). A estatística de NS classifica como ótimo os dados estimados quando o resultado do cálculo é superior a 0,90 (RATA et al., 2020).

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(P_{Est} - P_{Obs})^2}{\sum_{i=1}^{n}(P_{Obs} - \bar{P}_{Obs})^2} \quad \text{(Eq. 1)}$$

Para detectar se as amostras vêm da mesma população, ou seja, se as estações de observação pluviométrica na BHG estão sob influência de regimes de chuvas diferentes (BOUGARA et al., 2020), primeiramente baseou-se nos resultados do teste de Shapiro-Wilk que indicaram a série de dados de precipitação de algumas estações pluviométricas não apresentaram distribuição normalizada. Portanto, seguiu-se recomendações de Ye e Ahammed (2020) para abandonar o uso da ANOVA, que necessita que os dados estejam normalizados, para aplicar o teste de Kruskal-Wallis (KW), cálculo (Eq. 2) mais adequado para dados não paramétricos. Considerou-se para o KW o nível de significância de 5% ($p < 0,05$), em que a hipótese nula (H_0) indica que não há detecção de diferentes regimes pluviométricos atuando na BHG e a hipótese alternativa (H_a) significa que existe a influência de regimes pluviais diferentes (BOUGARA et al., 2020).

$$T = \frac{12}{N\,(N+1)} \sum_{j=1}^{k} \frac{R^2}{nj} - 3\,(N+1) \quad \text{(Eq. 2)}$$

Rj é todas as classificações para amostra, n_j é o tamanho da amostra, *k* é o número de amostras e *N* é o tamanho total da amostra.

O teste de Mann-Kandall (MK) foi usado para verificar se há tendências de de aumento ou diminuição de séries históricas meteorológicas (ALEMU; DIOHA, 2020) na BHG. Associado ao MK, também foi calculado e levado em consideração a estatística de Tau de Kendall (τ) para verificar se há mudança hidroclimatológica (ASFAW et al., 2018), em que de acordo com Ely e Dubreuil (2017) o intervalo (-1 a +1) indica se a tendência está aumentando (+) ou diminuindo (-). Para o MK, adotou-se o nível de significância de 5% ($p < 0,05$) e H_0 e Ha foram testados.

Para realizar a estatística de MK, foi necessário calcular (Eq. 3 e Eq. 4) o Sinal (S) da série hidroclimatológica a partir da somatória dos S da diferença de todos os valores dos dados em análise (x_i) em relação aos dados posteriores (x_i). Se $S > 0$ ($S < 0$), as medições seguintes da série temporal hidroclimatológica tendem a ser maiores (menores) que as medições

anteriores, isto significa que há tendências de aumento (diminuição) da série analisada (ALEMU; DIOHA, 2020).

$$S = \sum_{i=1}^{n=\perp} 1 \sum_{j=n+1}^{n} 1 \; S\,(x_j - x_i) \qquad \text{(Eq. 3)}$$

$$\text{Sinal (S)} = \begin{cases} +1 \text{ se } (x_j - x_i) > 0 \\ 0 \text{ se } (x_j - x_i) = 0 \\ -1 \text{ se } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \qquad \text{(Eq. 4)}$$

Quando o número de observações é maior que 10, a estatística S é aproximadamente distribuída com a média (KENDALL, 1975). A Eq. 5 descreve a variância (Var (S)).

$$\text{Var (S)} = \frac{n\,(n-1)(2n+5) - \sum t\,(t-1)(2t+5)}{18} \qquad \text{(Eq. 5)}$$

n é o número de termos e *t* é o número de termos iguais.

O cálculo (Eq. 6) da estatística Z_{MK} onde o resultado consiste em valores positivos (negativos) significa que há tendências de aumento (diminuição) na série hidroclimatológica (SALVIANO et al., 2016). Para que a H_a seja aceita, é preciso obter um valor de $Z_{MK} > 1{,}96$ para um nível de confiança de 95% (SALVIANO et al., 2016).

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var\,(S)}}, \text{ se } S > 0 \\ 0, \quad \text{se } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var\,(S)}}, \text{ se } S < 0 \end{cases} \qquad \text{(Eq. 6)}$$

Para este estudo da BHG, foram analisados apenas os episódios mais intensos de fenômeno climáticos em anos extremos (excedente e escassez hídrica). Concomitante ao período dos fenômenos climáticos, os anos mais chuvosos e secos foram classificados baseado nos resultados do cálculo do Índice de Anomalias de Chuva (IAC) descrito na Eq. 7 (Rooy, 1965; Jorge; Lucena, 2018) no período de estudo (1981-2020).

$$\text{IAC} = \pm \frac{p-p'}{e-p'} \qquad \text{(Eq. 7)}$$

p é a precipitação medida (mm/ano); *p'* é a média da precipitação medida; *e* são as 10 maiores precipitação medidas.

Os fenômenos climáticos associados aos eventos extremos de chuva foram estudados nos anos EN e LN compreendidos entre 1982-2019 e 1984-2018, respectivamente; DA^{+} (1981, 1983, 1992, 1997, 2010, 2012) e DA^{-} (1984, 1985, 1986, 1989, 1991, 1994, 2009, 2014 e 2019). A cartografia da variabilidade espacial pluviométrica dos anos extremos foi produzida em ambiente de Sistema de Informações Geográfica (SIG), baseado no CHIRPS (BELAY et al., 2019).

3. RESULTS

3.1 – Validation: statistical correlation

A validação dos dados estimados (*NS* > 0,97-0,99) apresentaram resultados satisfatórios. Todas as estações (AB, FRZ, KZ, Gu, Pgm e Cz) possuem altas correlações (r > 0,90-0,96). Tais correlações indicam que o produto CHIRPS representa ótima qualidade e proximidade da precipitação observada na BHG. A Tab. 1 mostra a correlação entre as variáveis que compõem as interações oceano-atmosfera. O destaque em relação ao Pt é para a correlação positiva moderada entre o ION e a precipitação do AB (ρ = 0,56), além do ION e a precipitação de Cz (ρ = 0,50). Isto significa que o Pt possui uma influência considerável no regime de chuvas dessas localidades.

O At apresentou maiores correlações em relação ao Pt. Há uma correlação negativa muito forte entre o ANTxAB (ρ = -0,91) e ANTxPgm (ρ = -0,92), ou seja, quanto maior a TSM do setor Norte do At, menor é a precipitação em AB e Pgm. A relação do ANT com as outras localidades foram classificadas como negativamente forte. Na parte Sul do At, obteve-se correlações fortes e positiva entre ASTxAB (ρ = 0,82) e ASTxPgm (ρ = 0,82). As demais localidades também são fortes e positiva, porém, com coeficiente inferior.

Tabela 1 – Estatística de correlação: Índices climáticos e Precipitação.

	AB	*FRZ*	*KZ*	*Gu*	*Pgm*	*Cz*
			TSM x Precipitação (ρ)			
IONxPrecipitação	0,53	0,21	0,13	0,11	0,31	0,46
ATNxPrecipitação	-0,88	-0,90	-0,83	-0,90	-0,93	-0,93
ATSxPrecipitação	0,83	0,74	0,68	0,74	0,80	0,75
		AG			*BG*	
			Precipitação x Vazão (ρ)			
ρ		*0,58*			*0,89*	

Fonte: Autores (2022). *BG: Estação AB_{baixo}. AG: Estação FRZ_{alto}.

Na BHG, a precipitação observada e a vazão possuem estatística de correlações significativamente diferentes. A região do AG apresentou uma correlação moderadamente positiva (ρ = 0,58). Contudo, no BG obteve-se uma forte correlação positiva (ρ = 0,89), ou seja, a precipitação e vazão são variáveis diretamente proporcionais, se houver maior volume de chuvas a descarga fluvial também tende a aumentar.

3.2 – Teste de Kruskal-Wallis

O teste não paramétrico de KW detectou (Tab. 2) que determinadas amostras não vem da mesma população. Neste caso, rejetou-se a H_0 e aceitou-se a H_a, ou seja, há diferentes regimes de chuvas que influenciam algumas estações pluviométricas na BHG ($p < 0,05$) referente entre cinco estações: AB-FRZ (ΔR = 80,0; z = 5,1), AB-KZ (ΔR = 49,3; z = 3,4), AB-Gu (ΔR = 82,7; z = 5,7), FRZ-Cz (ΔR = 60,0; z = 3,7) e Gu-Cz (ΔR = 62,8; z = 4,2).

Tabela 2 – Detecção de diferença significativa na precipitação da BHG.

H_{GL} = 47,6	*AB-FRZ*	*AB-KZ*	*AB-Gu*	*FRZ-Cz*	*Gu-Cz*
			Precipitação		
ΔR	80,0	49,3	82,7	60,0	62,8
z	5,1	3,4	5,7	3,7	4,2

Fonte: Autores (2022). * $p < 0,05$.

3.3 – Teste de Mann-Kendall

A Tab. 3 descreve os resultados da análise de tendência de mudanças nas variáveis hidroclimatológicas. Diferente do ION, os índices climáticos ANT (S = 274; MK_z = 3,18) e AST (S = 235; MK_z = 2,72) apresentaram tendências de aumento ao longo dos anos. Na precipitação, os destaques são para a tendência de crescimento na precipitação das estações pluviométricas FRZ (S = 108; MK_z = 2,0; Sen'slope = 20,0) e decrescimento nas estações

pluviométricas KZ (S = -171; MK_z = -2,0; Sen'slope = -20,0). Os demais locais e variáveis analisadas não obtiveram a combinação necessária dos parâmetros estatísticos para uma definição mais determinante sobre suas respectivas tendências.

Tabela 3 – Detecção tendências de mudanças hidroclimáticas.

	S	*Var (S)*	*τ*	*Sen'slope*	*MK_z*	*p-valor*
			Índices Climáticos			
ION	-38	7364,6	-0,05	-0,003	0,43	0,66
ATN	274	7366,6	0,35	0,010	3,18	0,001
ATS	235	7363,0	0,30	0,010	2,72	0,006
			Precipitação			
AB	94	7366,6	0,12	1,1	12,7	0,281
FRZ	108	2842,0	0,26	2,0	20,0	0,044
KZ	-171	6833,6	-0,23	-2,0	-13,9	0,039
Gu	-44	7366,6	-0,05	-0,5	-4,1	0,619
Pgm	11	6833,6	0,01	0,1	1,6	0,904
Cz	-89	4958,3	-0,15	-1,2	-8,2	0,213
			Vazão			
AG	0	2842,0	0	0	0	0,985
BG	62	7366,6	0,079	0,7	0,7	0,480

Fonte: Autores (2022). *BG: Estação AB_{baixo}. AG: Estação FRZ_{alto}.

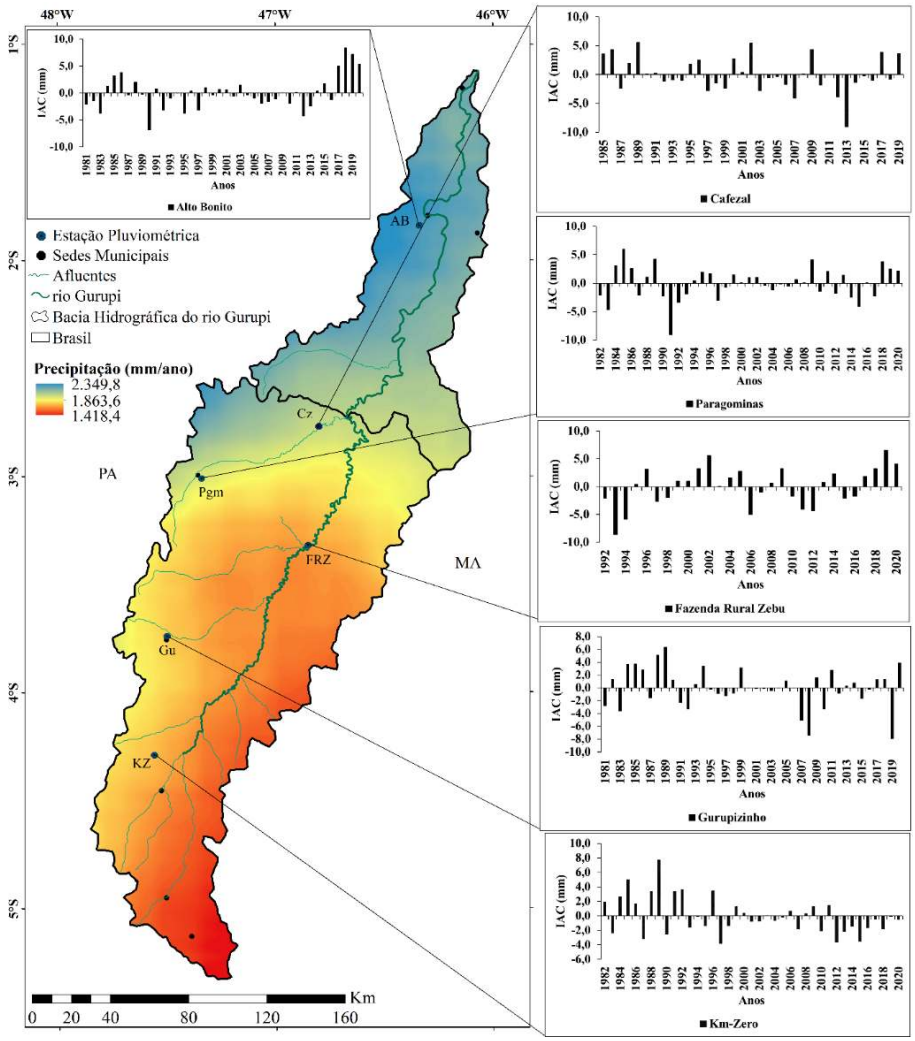
3.4 – Precipitação

A Figura 2 apresenta a variabilidade espacial da precipitação (1981-2021) na região do BHG, representada pelo IAC anual. Os maiores valores de precipitação (2.349,8 mm) são observados na região BG, enquanto a região AG apresenta menor padrão de precipitação (1.418,4 mm). Notavelmente, a precipitação observada em pontos específicos, como a região BG, demonstra uma tendência crescente no volume de chuvas, particularmente nos últimos anos (2017-2020). Nesse período, ocorrem valores anômalos elevados, variando de 5,0 mm a 8,4 mm, que classificam estes anos como extremamente chuvosos, influenciados pelos fenômenos DA^- e LN.

Contudo, é importante ressaltar que a região do BHG apresenta significativa variabilidade espaço-temporal nas precipitações, o que influencia diretamente a disponibilidade hídrica. Especificamente, a região AG apresenta indicadores locais específicos de tendências de declínio da precipitação, ou seja, uma redução na recarga de chuvas ao longo dos anos. Os anos notáveis a este respeito incluem 2010 (-3,2 mm), 2012 (-4,3 mm) e 2015 (-

4,1 mm), que foram caracterizados como períodos muito secos e extremamente secos influenciados por eventos DA⁺ e EN.

Figura 2 – Variabilidade espaço-temporal pluviométrica: bacia hidrográfica do rio Gurupi.

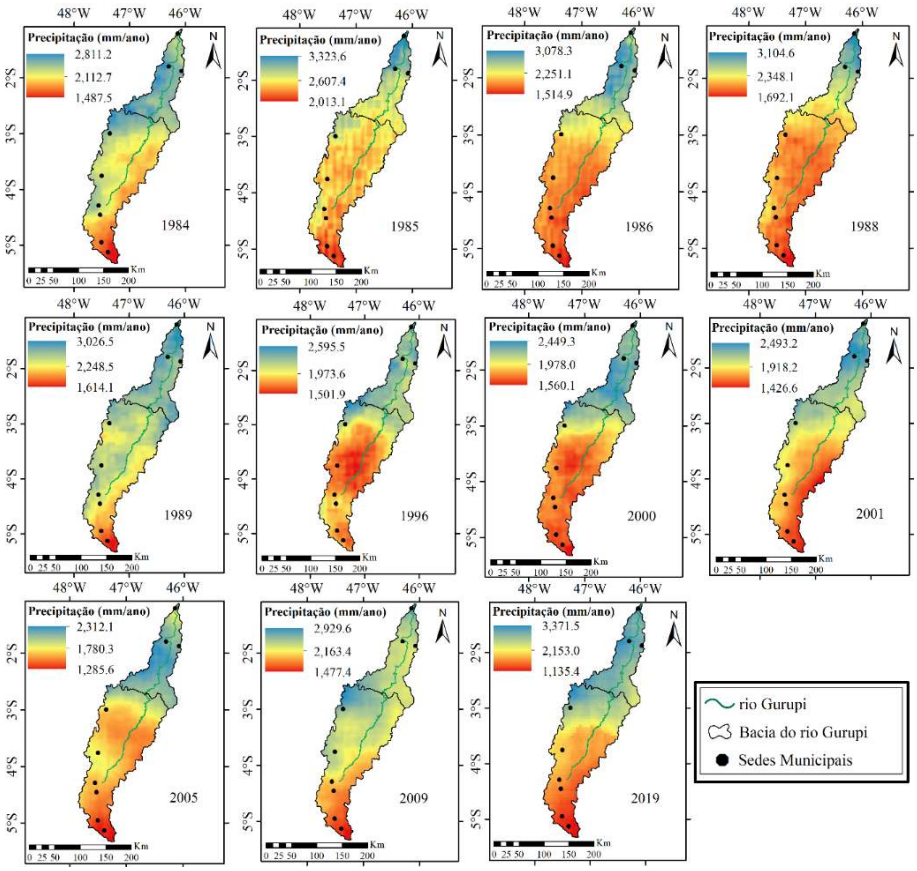


Fonte: Autores (2022). *MA-Estado do Maranhão; PA-Estado do Pará.

3.5 – Precipitação: Anos chuvosos (LN/DA⁻)

A variabilidade espaço-temporal pluviométrica nos anos chuvosos (Fig. 3) geralmente é influenciada por mecanismos climáticos oriundos da interação oceano-atmosfera, em que algumas fases desses fenômenos favorecem o aumento da precipitação. Observa-se que nos anos extremos que ocorreram os fenômenos LN e DA⁻, os maiores volumes de precipitação concentraram-se em todos os anos na região do BG (Norte).

Figura 3 – Variabilidade espaço-temporal pluviométrica em anos extremos (La Niña|DA$^-$): bacia hidrográfica do rio Gurupi.



Fonte: Autores (2022).

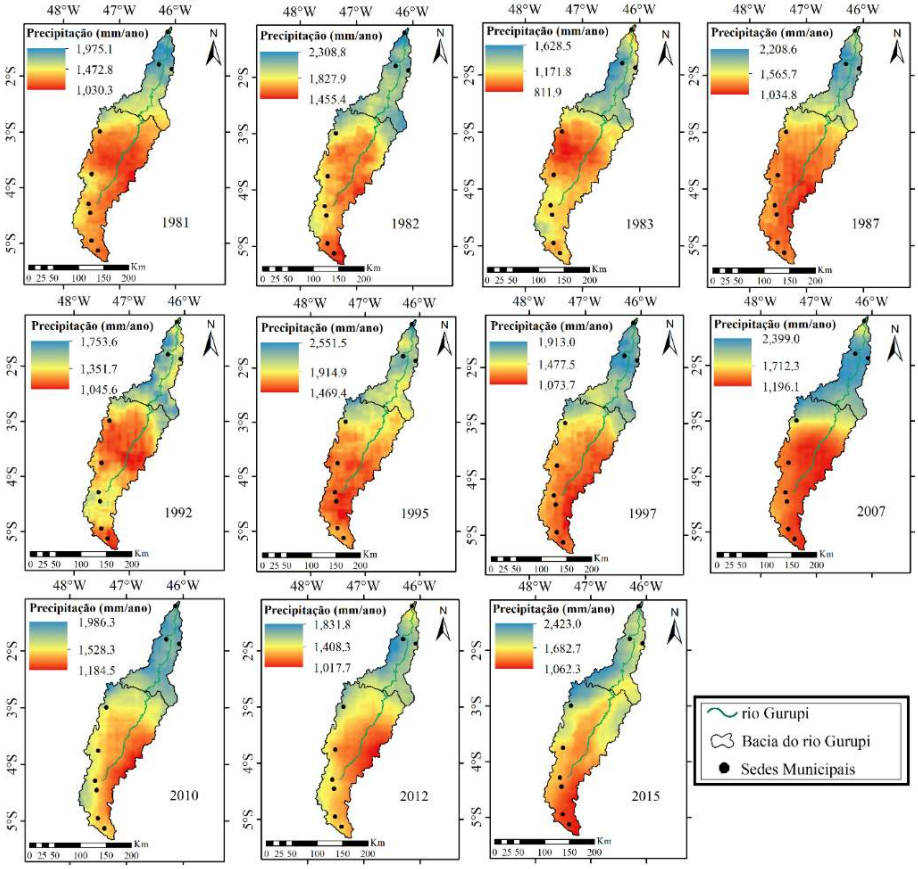
Os anos de 1985 (3.323,6 mm) e 2019 (3.371,5 mm) destacaram-se por atingirem os maiores valores de precipitação. O extremo do ano de 1985 está associado aos eventos de LN e DA$^-$ ocorridos. Cenário diferente em 2019, onde mesmo sob a ocorrência do EN, provavelmente houve maior influência do DA$^-$ ocorrido neste período.

3.6 – Precipitação: Anos secos (EN/DA$^+$)

A variabilidade espaço-temporal da precipitação nos anos secos (Fig. 4) é fortemente relacionada aos modos climáticos dos oceanos At e Pt, onde a fase desses eventos contribuem para a inibição da formação de nuvens precipitantes. Nos anos secos impactados pelo EN e DA$^+$, a precipitação ao longo da BHG é distribuída espacialmente, em geral, com poucas diferenças nas observações anteriores (Fig. 2 e Fig. 3). Contudo, a precipitação sofreu grande redução nos anos secos, como nos anos de 1983 (811,9 mm) e 2012 (1.017,7 mm) que atingiram valores mínimos em relação aos demais anos. As forçantes atmosféricas inibidoras

de precipitação como o EN e o DA⁺ podem ter favorecido a ocorrência dos baixos valores pluviométricos do ano de 1983. O DA⁺ ocorrido em 2012 contribuiu para diminuição das chuvas neste ano.

Figura 4 – Variabilidade espaço-temporal pluviométrica em anos extremos (El Niño | DA⁺): bacia hidrográfica do rio Gurupi.



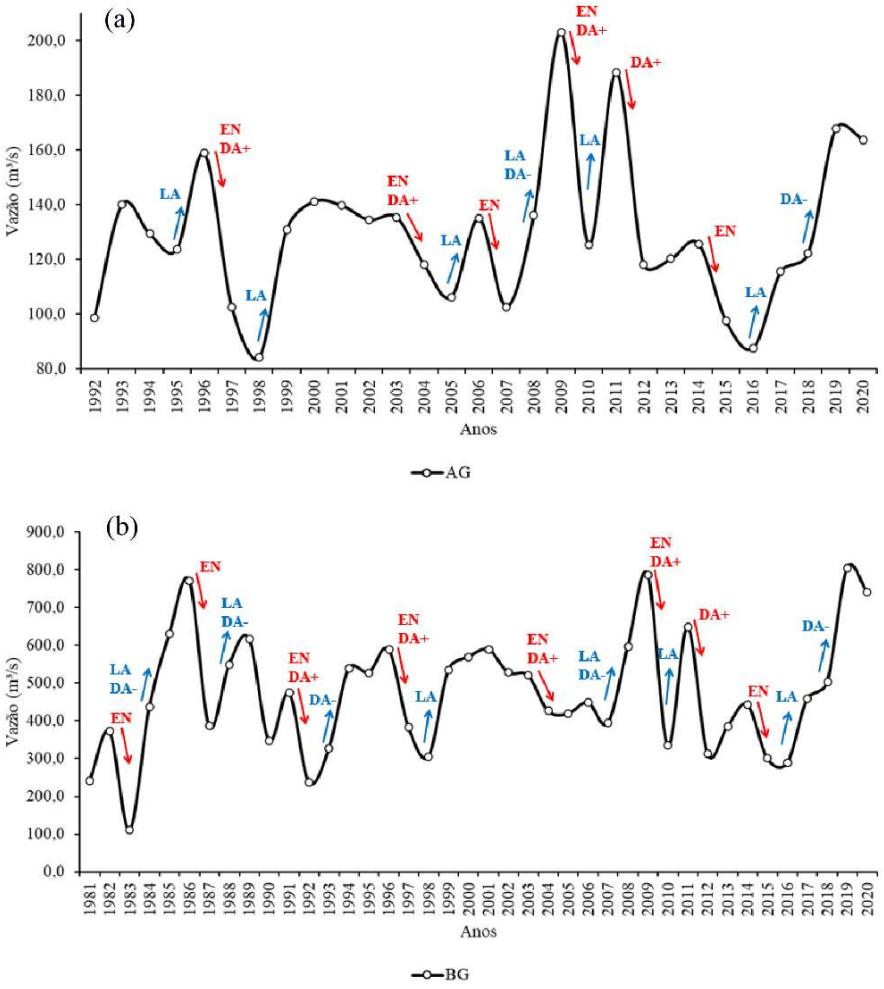
Fonte: Autores (2022).

3.7 – Regime Fluvial

A variabilidade fluviométrica do rio Gurupi é caracterizada pela tendência de aumento ao longo dos anos, principalmente na região do BG. Na Fig. 5a, Identificou-se um declínio a partir de 1996 (158,8 m^3/s) e atingiu valor mínimo no ano de 1998 (84,1 m^3/s), menor valor de vazão observada na série histórica com uma redução acentuada de 74,7 m^3/s em 2 anos. Outro destaque foi em 2016 (87,6 m^3/s) onde houve uma das mais baixas medições de vazão mínima do AG. Está queda no escoamento fluvial foi causada pela redução da precipitação indicada pelos IAC's negativos no períodos dos eventos de EN mais fortes registrados. Os maiores picos nas descargas neste trecho do rio Gurupi ocorreram nos anos de 2009 (203,2

m³/s) e 2011 (188,4 m³/s). Apesar das condições climáticas (LN e DA⁻) influenciarem as chuvas nesses anos, somente em 2009 houve IAC que favoreceu a elevação da intensidade da vazão. Vale descatar que nesses anos o rápido crescimento nos valores de vazão ocorrido a partir de 2007 (102,7 m³/s) até o pico em 2011 foi impulsionado por fenômenos (LN e DA⁻) e resultou com um acréscimo de 100,5 m³/s.

Figure 5 – Variabilidade temporal fluviométrica (a) AB (BG) e (b) FRZ (AG): bacia hidrográfica do rio Gurupi.



Fonte: Autores (2022). *AG-Alto Gurupi; BG-Baixo Gurupi; EN-El Niño; LN-La Niña; DA⁺ - Dipolo do Atlântico positivo; DA⁻ - Dipolo Atlântico negativo.

A Fig. 5b ilustra o BG como o setor da BHG onde a vazão mínima ocorreu nos anos de 1983 (110,9 m³/s) e 1992 (237,6 m³/s). Contudo, as quedas mais abruptas nas vazões foram nos períodos de 1986-87 (384,3 m³/s) e 2009-10 (452,1 m³/s). Tais reduções no escoamento do rio foram causadas pelos fenômenos EN e DA⁺ que possivelmente dificultaram a atividade convectiva da região, provocando IAC's negativos nesses anos. Entretanto, valores máximos

de vazão são destaques nos anos de 1986 (770,2 m^3/s), 2009 (786,8 m^3/s) e 2019 (803,6 m^3/s). Porém, as descargas fluviais nos anos de 1983-86 (659,3 m^3/s) e 2016-19 (514,7 m^3/s) foram os maiores aumento observados. Eventos de LN e DA^- que ocorreram nesses anos são altamente relacionados com a precipitação nessa área, o que gerou aumento na recarca hídrica conforme os IAC's dos anos 1986, 2009 e 2019.

4. DISCUSSÃO

A maior pluviosidade no sector Norte do BHG (conforme mostrado na Figura 2, Figura 3 e Figura 4) é provavelmente atribuída à sua proximidade com a costa. Esta região recebe a maior parte da incursão de umidade do At devido aos ventos alísios do Nordeste e é adicionalmente influenciada pelas brisas marítimas, que preparam a atmosfera para a formação de precipitação.

Correlações significativas com os mecanismos climáticos de ambos os oceanos (Pt e At) observadas neste estudo corroboram as evidências sobre a grande influência dos fenômenos da interação oceano-atmosfera. Considerando as correlações, é evidente um impacto mais forte do ENOS na precipitação na região BG. No entanto, a tendência de aquecimento da At e a elevada correlação com a precipitação sugerem que os mecanismos climáticos desta parte do oceano podem impactar e até alterar a distribuição anual das chuvas. Tendências de mudanças na precipitação de BHG são observadas a sudoeste de BHG, indicando o declínio desta variável em escala anual e mensal (dezembro e janeiro).

O BHG é mais sensível a eventos DA, como os anos chuvosos reportados pelo Sistema Integrado de Informação sobre Desastres Naturais (S2iD, 2022). Além disso, este fenômeno de At contribuiu para uma maior frequência e intensidade de chuvas observadas nos anos de 1985 (KZ e Pg), 1989 (KZ, Gu, Pg e Cz), 2009 (Pg e Cz), 2019 (AB e FRZ) . Segundo relatos do S2iD (2022), em 2019, um alerta de situação de emergência foi causado por cinco episódios de fortes chuvas na região do BHG. Tais informações sugerem que a DA de 2019 teve impacto na precipitação de GrW, especialmente na região BG. Outros casos de desastres naturais foram reportados pelo S2iD (2022), porém, em anos com menores valores anômalos de precipitação. É necessário informar que em 1991 (Pg), 1994 (FRZ), 2013 (Cz), 2008 (Gu) e 2019

(Gu), os valores do IAC não foram considerados por serem os anos com maior ausência de observações nas respectivas épocas chuvosas.

Os fenômenos climáticos do Pt apresentaram impactos distintos na precipitação da BHG. O LN apresentou maior frequência e intensidade de sinais nos anos de 1985 (KZ e Pg), 1988 (Gu), 1989 (KZ, Gu, Pg e Cz), 2009 (Pg e Cz), 2017 (AB) e 2018 (AB) categorizados como extremamente chuvosos. O S2iD (2022) declarou Situação de Emergência no ano de 2009 (LN) em alguns municípios que fazem parte da BHG, devido a ocorrência de enchentes e processos erosivos, desastres naturais que estão associados a chuvas intensas (S2iD, 2022). De acordo com o S2iD (2022), o ano de 2011 foi marcado pelo LN analisado nesta pesquisa, período em que houve registros de enchentes na BHG.

Dentre os eventos de EN, os sinais mais fortes classificados como extremamente seco foram apenas nos anos de 1983 (Pg), 2007 (Cz), 2015 (Pg). Portanto, o fenômeno EN quando classificado como forte (Jimenéz-Muñoz et al., 2016) não contribui apenas na inibição da chuva no período da atuação do fenômeno (CAI et al., 2020). Indiretamente as secas extremas associadas ao EN diminuem a taxa de umidade transpirada para a atmosfera e causam tendências de redução da precipitação (COSTA et al., 2018), como observada ao Sul da BHG. Marengo et al. (2022) atribuíram este cenário de seca na BHG à pressão climática associada ao avanço da fronteira agrícola. Este fator que resulta em atrasos do inicio da estação chuvosa e dias secos devido aos efeitos da subsidência do ar na região, embora haja maior número de anos chuvosos segundo as observações na BHG.

No entanto, projeções sugerem que o aquecimento anômalo do At vai contribuir para maior transporte de umidade para a região amazônica favorecendo ao aumento da pluviosidade com a convecção intensificada (GOMES et al., 2022), fato que corrobora com os resultados da estatística de tendências (MK_z) desta pesquisa. A precipitação na BHG apresentou maior tendência de suscetibilidade aos efeitos dos eventos de DA^-, mas vale ressaltar que a precipitação possui maior correlação estatística com as oscilações do ATN, mesmas observações feitas por Jimenéz et al. (2019). Resultados similares foram divulgados por Jimenéz et al. (2018), porém os pesquisadores relataram que fortes eventos de DA^+ e EN causaram redução da cobertura de nuvens na região de transição da Amazônia para o Cerrado, e podem intensificar seus efeitos em anos extremos onde há a ocorrência simultânea de ambos. Esta diminuição das chuvas foi identificado na estação KZ. Essas interações são

ratificadas por Schumacher et al. (2022) quando sugerem que o mesmo em anos de EN forte, as secas na Amazônia estão mais associadas a eventos de DA^{+}, informações que concordam com alguns resultados desta pesquisa, uma vez que a BHG possui maior correlação com a parte Norte do At, o que pode favorecer a formação do DA^{+} com as tendências de aquecimento anômalo deste setor do oceano At.

Portanto, os rios amazônicos são impactados pelos efeitos das interações oceano-atmofera do At (JAHFER et al., 2017). Esta teleconexão foi discutida envolvendo os efeitos do acoplamento oceano-atmosfera com o regime fluvial e foi analisada para a Amazônia (BARICHIVICH et al., 2018), onde os pesquisadores mostraram a influência dos ramos ascendentes do vento no aumento das chuvas e consequentemente acarretando eventos extremos de inundações.

Essas descobertas corroboram com os resultados encontrados nesse estudo, principalmente na região do AG onde as variáveis hidrometeorológicas em análise possuem correlações consideravelmente significativas com os mecanismos climáticos do At. A influência dos mecanismos climáticos de ambos os oceanos são observadas no regime fluvial do AG e BG, marcada por picos e reduções abruptas nos anos extremos.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A proximidade da BHG ao litoral é, possivelmente, um dos fatores determinantes para haver maior concentração de chuvas no BG, o que pode promover maior susceptibilidade aos eventos relacionados ao At. Além disto, o KW indicou que há pelo menos dois regimes de chuvas na BHG. Os eventos extremos foram bem detectados pelo IAC e CHIRPS. Alguns anos de chuvas extremas não ocorreram nos períodos de atuação dos fenômenos ENOS e DA's, isto levanta a hipótese de que outros mecanismos climáticos podem ter contribuído para maior atividade convectiva na região da BHG. Os anos de 1983, 1989 e 2019 foram os mais severos com maior frequência e intensidade nos valores extremos do IAC. Diferente dos outros anos, 2019 ocorreu apenas um evento, o DA^{-}, o que é um indício do quanto a BHG está vulnerável a este fenômeno.

O ANT apresentou maior influência na precipitação da BHG, seguido do AST com também altos valores correlacionais para a maioria das estações. A precipitação da estação

AB possui maior relação com a vazão do BG, além de captar que o AB apresenta maiores diferenças na distribuição normal da precipitação em relação as demais estações e com tendências de mudanças para crescimento no regime de chuvas local.

Essas descobertas servem de alerta para o município de Viseu, pois há muitas evidências que está vulnerável a extremos hidroclimatológicos. Outras tendências de mudanças da precipitação de destaque são nas estações FRZ e KZ. Isto indica o quanto a precipitação na região de transição de biomas da BHG é altamente instável, com dois pontos no setor do AG apresentando tendências de variabilidade completamente opostas.

Alguns anos marcados pelos fenômenos climáticos podem estar associados a redução do abastecimento hídrico e defasagem no rio Gurupi. Um maior monitoramento hidroclimático na BHG precisa ser majoritariamente prioridade, uma vez que dados reais contribuem para maior assertividade e precisão na tomada de desições relacionadas as análises dos modelos de previsão hidroclimática, além de amenizar os impactos das ações antrópicas que potencializam os efeitos dos extremos climáticos.

AGRADECIMENTOS

Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas (FAPESPA). Núcleo de Pesquisa Aplicados ao Desenvolvimento Regional (NUPAD).

REFERÊNCIAS

ALEMU, Z. A.; DIOHA, M. Climate change and trend analysis of temperature: the case of Addis Ababa, Ethiopia. **Environmental Systems Research**, v. 9, n. 27, p. 1-15, 2020.

ANA. Agência Nacional de Águas e Sanemanto Básico. (2021, 4 de Dezembro). Disponível: https://www.snirh.gov.br/portal/centrais-de-conteudos/conjuntura-dos-recursos hidricos/conjuntura-dos-recursos-hidricos.

ANA. Agência Nacional de Águas e Sanemanto Básico. **Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos**. (2021, 4 de Dezembro). Disponível: http://www.snirh.gov.br/hidroweb/.

ARAÚJO, R. G.; ANDREOLI, R. V.; CANDIDO, L. A.; KAYANO, M. T.; SOUZA, R. A. F. A influência do evento El Niño – Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. **Acta Amazônica**, v. 43 n. 4, p. 469-480, 2013.

ASFAW, A.; SIMANE, B.; HASSEN, A.; BANTIDER, A. Variability and time series trend analysis of rainfall and temperature in northcentral Ethiopia: a case study in Woleka sub-basin. **Weather and Climate Extremes**, v. 19, p. 29-41, 2018.

BAHAGA, T. K.; FINK, A. H.; KNIPPERTZ, P. Revisiting interannual to decadal teleconnections influencing seasonal rainfall in the Greater Horn of Africa during the 20th century. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 5, p. 2765-2785, 2019.

BARICHIVICH, J.; GLOOR, E.; PEYLIN, P.; BRIENEN, R. J. W.; Schongart, J.; Espinoza, J. C.; Pattnayak, K. C. Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. **Science Advances**, v. 4, n. 9, p. 1-7, 2018.

BELAY, A. S.; FENTA, A. A.; YENEHUN, A.; NIGATE, F.; TILAHUN, S. A.; MOGES, M. M.; DESSIE, M.; ADGO, E.; NYSSEN, J.; CHEN, M.; VAN GRIENSVEN, A.; WALRAEVENS, K. Evaluation and application of multi-source satellite rainfall product CHIRPS to assess spatio-temporal rainfall variability on data-sparse western margins of Ethiopian highlands. **Remote Sensing**, v. 11 n. 22, p. 1-22, 2019. https://doi.org/10.3390/rs11222688.

BOUGARA, H.; HAMED, K. B.; BORGEMEISTER, C.; TISCHBEIN, B.; KUMAR, N. (2020). Analyzing trend and variability of rainfall in the Tafna basin (Northwestern Algeria). **Atmosphere**, v. 11, n. 4, p. 1-24, 2020. https://doi.org/10.3390/atmos11040347.

BRITO, A. P.; SILVA, N. C.; TOMASELLA, J.; FERREIRA, S. J. F.; MONTEIRO, M. T. F. Análise do Índice de Anomalia de Chuva e tendência de precipitação para estações pluviométrica na Amazônia central. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 37, n. 1, p. 19-30, 2022.

CAI, W.; MCPHADEN, M. J.; GRIMM, A. M.; RODRIGUES, R. R.; TASCHETTO, A. S.; GARREAUD, R. D.; DEWITTE, B.; POVEDA, G.; HAM, Y.; SANTOSO, A.; NG, B.; ANDERSON, W.; WANG, G.; GENG, T.; JO, H.; MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; OSMAN, M.; LI, S.; WU, L.; KARAMPERIDOU, C.; TAKAHASHI, K.; VERA, C. Climate impacts of the El Niño-Southern Oscillation on South America. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, p. 215-231, 2020.

CAPOZZOLI, C. R.; CARDOSO, A. O.; FERRAZ, S. E. T. Padrões de variabilidade de vazão de rios nas principais bacias brasileiras e associações com índices climáticos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 243-254, 2017. https://doi.org/10.1590/0102-77863220006.

CAROLETTI, G. N.; COSCARELLI, R.; CALOIERO, T. Validation of satellite, reanalysis and RCM data of Monthly rainfall in Calabria (Southern Italy). **Remote Sensing**, v. 11, n. 13, p. 1-20, 2019.

CAROLETTI, G. N.; COSCARELLI, R.; CALOIERO, T. A sub-regional approach to the influence analysis of teleconnection patterns on precipitation in Calabria (Southern Italy). **International Journal of Climatology**, v. 41, n. 9, p. 4574-4586, 2021. https://doi.org/10.1002/joc.7087.

Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations - CHIRPS. **Climate Hazard Center – UC Santa Bárbara**. (2021, 11 de Dezembro). Disponível: https://data.chc.ucsb.edu/products/CHIRPS-2.0/global_annual/tifs/.

COSTA, A. C. L.; ROWLAND, L.; OLIVEIRA, R. S.; OLIVEIRA, A. A. R.; BINKS, O. J.; SALMON, Y.; VASCONCELOS, S. S.; SILVA JUNIOR, J. A.; FERREIRA, L. V.; POYATOS, R.; MENCUCCINI, M.; MEIR, P. Stand dynamics modulate water cycling and mortality risk in droughted tropical forest. **Global Change Biology**, v. 24, n. 1, p. 249-258, 2018.

COSTA, J.; PEREIRA, G.; SIQUEIRA, M. E.; CARDOZO, F. Validação dos dados de precipitação estimados pelo CHIRPS para o Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 24, p. 228-243, 2019.

ELY, D. F.; DUBREUIL, V. Análise das tendências espaço-temporais das precipitações anuais para o estado do Paraná – Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 21, p. 553-569, 2017.

FUNK, C.; PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; PEDREROS, D.; VERDIN, J.; SHUKLA, S.; HUSAK, G.; ROWLAND, J.; HARRISON, L.; HOELL, A.; MICHAELSEN, J. The climate hazards infrared precipitation with stations – a new environmental record for monitoring extremes. **Scientific Data**, v. 2, n. 150066, 2015. https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66.

Golden Gate Weather Services. (2021, Julho 12). Disponível: https://ggweather.com/enso/oni.htm.

GOMES, G. D.; NUNES, A. M. B.; LIBONATI, R.; AMBRIZZI, T. Projections of subcontinental changes in seasonal precipitation over the two major river basins in South America under an extreme climate scenario. **Climate Dynamics**, v. 58, p. 1147-1169, 2022.

GONZALES, E.; INGOL, E. Determination of a new coastal ENSO oceanic index for Northern Peru. **Climate**, v. 9, n. 5, p. 1-23, 2021. https://doi.org/10.3390/cli9050071.

HAYASHI, M.; JIN, F.; STUECKER, M. F. Dynamics for El Niño-La Niña asymmetry constrain equatorial-Pacific warming pattern. **Nature Communications**, v. 11, n. 4230, p. 1-10, 2020.

Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. **Normais Climatológicas**. (2022, Agosto 19). Disponível: https://clima.inmet.gov.br/NormaisClimatologicas/1961-1990/precipitacao_acumulada_mensal_anual.

JIMENÉZ, J. C.; LIBONATI, R.; PERES, L. Droughts over Amazonia in 2005, 2010, and 2015: a cloud cover perspective. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, n. 227, p. 1-7, 2018.

JIMENÉZ, J. C.; MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; SULCA, J. C.; TAKAHASHI, K.; FERRETT, S.; COLLINS, M. The role of ENOS flavours and TNA on recent droughts over Amazon forests and the Northeast Brazil region. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. 7, p. 3761-3780, 2019. https://doi.org/10.3389/feart.2018.00227.

JIMNÉZ-MUÑOZ, J. C.; MATTAR, C.; BARICHIVICH, J.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; TAKAHASHI, K.; MALHI, Y.; SOBRINO, J. A.; SCHRIER, G. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015-2016. **Scientific Report**, v. 6, n. 33130, p. 1-6, 2016. https://doi.org/10.1038/srep33130.

JAHFER, S.; VINAYACHANDRAN, P. N.; NANJUNDIAH, R. S. Long-term impact of Amazon river runoff on northern hemispheric climate. **Scientific Reports**, v. 7, n. 10989, p. 1-9, 2017.

JORGE, R. L. O.; LUCENA, D. B. Eventos extremos anuais de precipitação em Mauriti-CE. **Ciência & Natura**, v. 40, n. 65, p. 1-10, 2018. https://doi.org/10.5902/2179460X34045.

KENDALL, M. G. Rank correlation methods. **Oxford University Press**, Ed., 272, 1975.

KRAKAUER, N. Y.; PRADHANANG, S. M.; LAKHANKAR, T.; JHA, A. K. Evaluating satellite products for precipitation estimation in mountain regions: a case study for Nepal. **Remote Sensing**, v. 5, p. 4107-4123, 2013. https://doi.org/10.3390/rs5084107.

MARENGO, J. A.; JIMENEZ, J. C.; ESPINOZA, J.; CUNHA, A. P.; ARAGÃO, L. E. O. Increased climate pressure on the agricultural frontier in the Eastern Amazonia-Cerrado transition zone. **Scientific Reports**, v. 12, n. 457, p. 1-10, 2022.

MENDES, A. T.; ZUCOWSKI JUNIOR, J. C. Caracterização do regime pluviométrico do município de Araguaína-TO. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 34, n. 4, p. 449-458, 2019.

MELLO, Y. R.; KOHLS, W.; OLIVEIRA, T. M. N. Uso de diferentes métodos para preenchimento de falhas em estações pluviométricas. **Boletim Geográfico**, v. 35, n. 1, p. 112-121, 2017.

MMA. Ministério do Meio Ambiente. **Caderno da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental** (2022, Janeiro 13). Disponível: http://www.bibliotecaflorestal.ufv.br/bitstream/handle/123456789/3483/Parte-1-Caderno-da-Regi%C3%A3o-Hidrogr%C3%A1fica-Atl%C3%A2ntico-Nordeste Ocidental_MMA.pdf?sequence=1.

NASCIMENTO, M. B.; ALMEIDA, N. V.; ARAÚJO, L. E. Análise da variabilidade da precipitação pluviométrica na microrregião de Umbuzeiro, Paraíba. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 26, n. 16, p. 233-248, 2020. https://doi.org/10.5380/abclima.v26i0.65498.

NIAZ, R.; ALMAZAH, M. M. A.; AL-DUAIS, F. S.; IQBAL, N.; KHAN, D. M.; HUSSAIN, I. Spatiotemporal analysis of meteorological drought variability in a homogeneous region using standardized drought indices. **Geomatics, Natural Hazards and Risk**, v. 13, n. 1, p. 1457-1481, 2022. https://doi.org/10.1080/19475705.2022.2079429.

NOAA. National Oceanic Atmospheric and Administration. **Climate Indices List**. (2021, Dezembro 2). Disponível: https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/.

NOBRE, G. G.; MUIS, S.; VELDKAMP, T. I. E.; WARD, P. J. Achieving the reduction of disaster risk by better predicting impacts of El Niño and La Niña. **Progress in Disaster Science**, v. 2, p. 1-6, 2019. https://doi.org/10.1016/j.pdisas.2019.100022.

OLAFSDOTTIR, H. K.; ROOTZÉN, H.; BOLIN, D. Extreme rainfall events in the Northeastern United States become more frequent with rising temperatures, but their intensity distribution remains stable. **Journal of Climate**, v. 34, n. 22, p. 8863-8877, 2021.

PEDREIRA JUNIOR, A. L.; QUERINO, C. A. S.; BIUDES, M. S.; MACHADO, N. G.; SANTOS, L. O. F.; IVO, I. O. Influence of El Niño and La Niña phenomena on seasonality of the relative frequency of rainfall in southern Amazonas mesoregion. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 25, p. 1-8, 2020. https://doi.org/10.1590/2318-0331.252020190152.

RATA, M.; DOUAOUI, A.; LARID, M.; DOUAIK, A. Comparison of geostatistical interpolation methods to map annual rainfall in the chéliff watershed, Algeria. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 141, p. 1009-1024, 2020. https://doi.org/10.1007/s00704-020-03218-z.

REBOITA, M. S.; SANTOS, I. A. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no Norte e Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, p. 28-48, 2014.

REN, G.; CHAN, J. C. L.; KUBOTA, H.; ZHANG, Z.; LI, J.; ZHANG, Y.; ZHANG, Y.; YANG, Y.; REN, Y.; SUN., X.; SU, Y.; LIU, Y.; HAO, Z.; XUE, X.; QIN, Y. Historical and recent change in extreme climate over East Asia. **Climate Change**, v. 168, n. 22, p. 1-19, 2019.

RODRIGUES, B. D.; COUTINHO, M. D. L.; SAKAMOTO, M. S.; JACINTO, L. V. Uma análise sobre as chuvas no Ceará baseada nos eventos de El Niño, La Niña e no Dipolo do Servain durante a estação chuvosa. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 28, p. 507-519, 2019.

ROOY, M. P. V. A. rainfall anomaly index independent of time and space. Notes. **Weather Bureau of South Africa**, v. 14, p. 43-48, 1965.

RUEZZENE, C. B.; MIRANDA, R. B.; TECH, A. R. B.; MAUAD, F. F. Preenchimento de falhas em dados de precipitação através de métodos tradicionais e por inteligência artificial. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 29, p. 177-204, 2021.

SALES, D. P.; OLIVEIRA NETO, F. M. O. Análise da distribuição das queimadas no cerrado maranhense, Brasil (2014-2018). **Revista Meio Ambiente e Sustentabilidade**, v. 9, n. 18, p. 17-31, 2020. https://doi.org/10.22292/mas.v9i18.880.

SALVIANO, M. F.; GROPPO, J. D.; PELLEGRINO, G. Q. Análise de tendências em dados de precipitação e temperatura no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, p. 64-73, 2016. https://doi.org/10.1590/0102-778620150003.

SANTOS, F. A.; MENDES, L. M. S.; CRUZ, M. L. B. Avaliação de ocorrências de eventos climáticos extremos na sub-bacia hidrográfica do rio Piracuruca. **Revista GEOgrafias**, v. 28, n. 1, p. 43-61, 2020.

SANTOS, J. S.; ROCHA, E. J. P.; SOUZA JUNIOR, J. A.; SANTOS, J. S.; SANTOS, F. A. A. Climatologia da Amazônia Oriental: uso de prognósticos climáticos como ferramenta de prevenção de ameaças naturais. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 12, n. 5, p. 1853-1871, 2019.

SCHUMACHER, V.; JUSTINO, F.; LEONARDO, N. F.; PEREIRA, M. P. Disentangling the role of the Pacific and Atlantic oceans during the Amazonian droughts in 2015. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 148, p. 1057-1067, 2022. https://doi.org/10.1007/s00704-022-03998-6.

SILVA, G. M. F.; ZANCHI, F. B.; SILVA, J. B. L.; BERNARDES, M. E. C. Disponibilidade hídrica de uma bacia hidrográfica no sul da Bahia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 14, n. 3, p. 1597-1611, 2021. https://doi.org/10.26848/rbgf.v14.3.p1597-1611.

SIQUEIRA, A. H. B.; MOLION, L. C. B. Análises climáticas: o filtro Hodrick-Prescott aplicado aos índices atmosféricos da oscilação Sul e da oscilação do Atlântico Norte. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 3, p. 307-318, 2015. https://doi.org/10.1590/0102-778620130579.

Sistema Integrado de Informações sobre Desastres Naturais - S2iD. **Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil**. (2022, Julho 07). Disponível: https://s2id.mi.gov.br/.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theorical and Applied Climatology**, v. 81, n. 3/4, p. 177-191, 2005.

TOWNER, J.; CLOKE, H. L.; LAVADO, W.; SANTINI, W.; BAZO, J.; PEREZ, E. C.; STEPHENS, E. M. Attribution of Amazon floods to modes of climate variability: a review. **Meteorological Applications**, v. 27, n. 5, p. 1-36, 2020. https://doi.org/10.1002/met.1949.

TOWNER, J.; FICCHI, A.; CLOKE, H. L.; BAZO, J.; PEREZ, E. C.; STEPHENS, E. M. Influence of ENSO and tropical Atlantic climate variability on flood characteristics in the Amazon basin. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 25, p. 3875-3895, 2021.

UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The Relationship between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551-562, 1998.

ZHANG, C.; HUANG, G.; YAN, D.; WANG, H.; ZENG, G.; WANG, S.; LI, Y. Analysis of South American climate and teleconnection indices. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 244, p. 1-15, 2022. https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2021.103915.

YE, Q.; AHAMMED, F. Quantification of relationship between annual daily maximum temperature and annual daily maximum rainfall in South Australia. **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, v. 13, n. 4, p. 286-293, 2020.

YUN, K.; TIMMERMANN, A.; STUECKER, M. F. Synchronized spatial shifts of Hadley and Walker circulations. **Earth System Dynamics**, v. 12, p. 121-132, 2021.